

Санкт-Петербургский государственный университет

Шутов Александр Сергеевич

Выпускная квалификационная работа

Технологии ослабления кратных волн (метод SRME) при обработке морских сейсмических данных

Направление 05.03.01 «Геология»

Основная образовательная программа бакалавриата СВ.5018 «Геология»

Научный руководитель:

Доц. каф. геофизики

канд. физ.-мат. наук Сакулина Т.С.

Рецензент:

Начальник аналитического отдела ООО "ЦКМИ СПбГУ"

(Центр комплексных морских исследований СПбГУ)

Попов Д.А.

Санкт-Петербург

2020

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КРАТНЫХ ВОЛН И СПОСОБ ИХ ОСЛАБЛЕНИЯ.....	5
1.1 Типы кратных отраженных волн.....	5
1.2 Годографы кратных отраженных волн	7
1.3 Отличительные признаки кратных отраженных волн	10
1.4 Основные подходы ослабления кратных отраженных волн	11
1.4.1 Суммирование по ОГТ	12
1.4.2 Предсказывающая деконволюция	15
1.4.3 τ -р фильтрация.....	16
2 МЕТОД ПРЕДСКАЗАНИЯ И ОСЛАБЛЕНИЯ КРАТНЫХ ВОЛН SRME.....	18
2.1 Литературный обзор	18
2.2 Общие положения и математические основы.....	19
2.3 SRME для случая 1D	19
2.4 Удаление поверхностно – согласованных кратных волн	21
2.5 Практические аспекты SRME.....	24
2.6 Основные процедуры SRME	26
3 МОДЕЛИРОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ ДАННЫХ	28
3.1 Модель №1	28
3.2 Сравнение способа ОГТ и SRME.....	33
3.3 Модель №2	36
4 ПРИМЕРЫ ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДА SRME НА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ	41
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	43
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	44

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы основной объем сейсморазведочных работ для поисков месторождений нефти и газа выполняется в районах со сложными сейсмогеологическими условиями. Это предъявляет высокие требования к качеству полевых наблюдений.

Сложный рельеф дна часто встречается во многих глубоководных месторождениях во всем мире и приводит к возникновению сложных режимов многократных волн, которые плохо подавляются с помощью алгоритмов подавления кратных волн 2D.

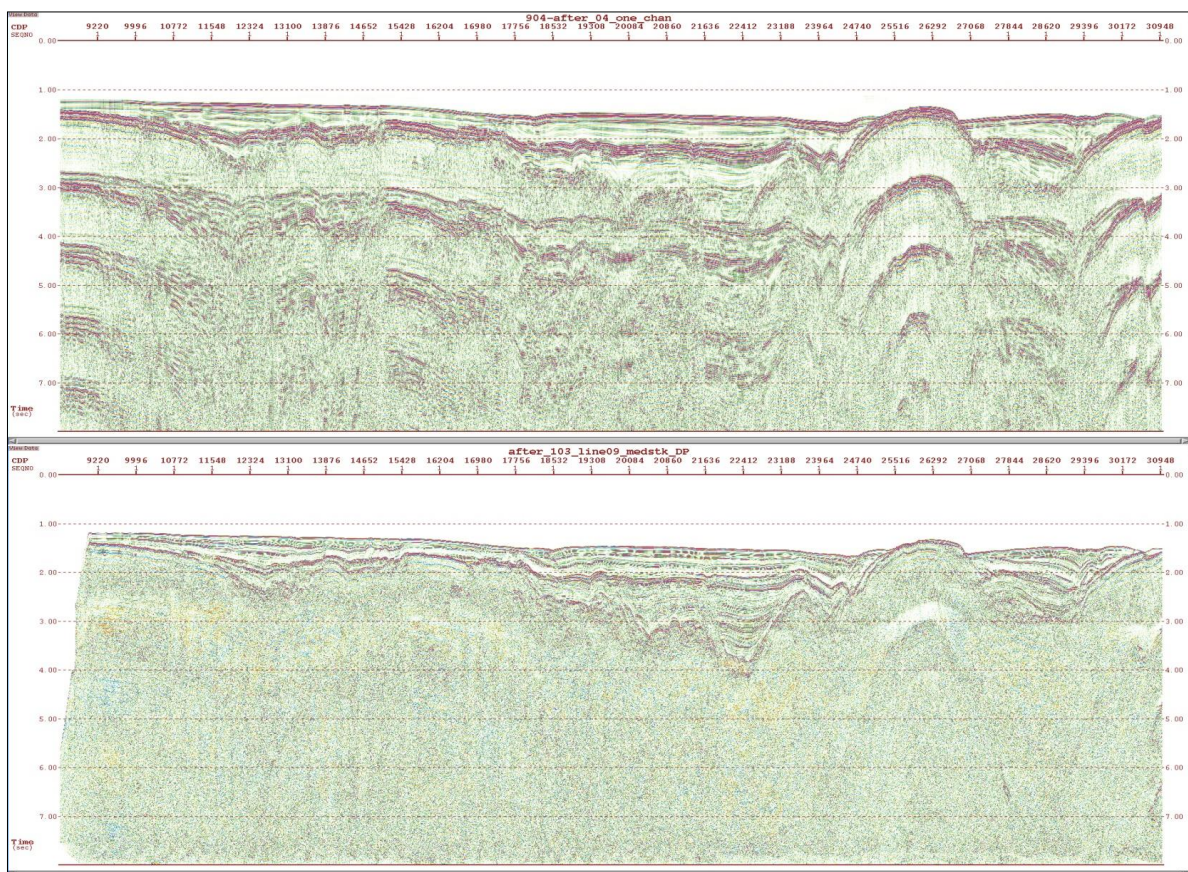
Волновое поле, получаемое в сейсморазведке, всегда представляет собой интерференцию полезных сигналов и шумов. Они могут быть как некогерентными так и когерентными. К последним, в частности, относятся кратные волны. Они, как правило, рассматриваются как помеха, подлежащая ослаблению и подавлению на самых ранних этапах обработки данных. Действительно, зачастую кратные волны столь интенсивны, что они полностью маскируют однократные отражения. Такие помехи затрудняют или делают полностью невозможными дальнейшую обработку и геолого-геофизическую интерпретацию результатов сейсмических наблюдений.

Разработке и анализу способов подавления кратных волн посвящена обширная литература.

Одним из наиболее эффективных алгоритмов подавления кратных волн, связанных с переотражением от дневной поверхности, является подавление кратных волн от дневной поверхности SRME (Surface-related Multiple Elimination).

В этой работе будет дан обзор хорошо зарекомендовавшем себя на практике методе(SRME) прогнозирования и подавления кратных волн, будут рассмотрены его теоретические предпосылки, изучена область применимости этого метода, а также проиллюстрирована его работоспособность на модельных и реальных данных.

На рисунке 1 представлен разрез до подавления кратных волн, которые затрудняют интерпретацию и после подавления кратных волн. Как мы видим, разрез после подавления кратных волн намного лучше, чем до подавления кратных волн. Тем самым мы улучшаем качество прослеживания отражающих границ и обеспечиваем более однозначную их интерпретацию.



*Рисунок 1. Одноканальный разрез СЦЛ (наверху), суммарный разрез ОГТ (внизу)
(Материалы ОАО «Севморгео»)*

Целью данной работы является выполнение оценки эффективности метода SRME для подавления кратных отраженных волн, применительно к морским сейсмическим данным. Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

- Ознакомиться с теоретическими основами распространения кратных отраженных волн и изучить методы их подавления.
- Изучить метод ослабления кратных отраженных волн, связанных с дневной поверхностью, – метод SRME.
- Выполнить математическое моделирование волновых полей для получения синтетических сейсмограмм, используя программу TESSERAL -2D.
- Выполнить обработку синтетических данных методом SRME, а также стандартными методами подавления кратных волн, используя программный пакет RadExPro.

1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КРАТНЫХ ВОЛН И СПОСОБ ИХ ОСЛАБЛЕНИЯ

1.1 Типы кратных отраженных волн

Особо важную роль в сейсморазведке МОВ играют кратные отраженные волны - отраженные волны, претерпевшие несколько (более одного) актов отражений от границ раздела.

Кратные волны могут приходить с различной временной задержкой. В связи с этим кратные волны разделяют на рисунке 2:

- Короткопериодные. Такие кратные волны имеют малую временную задержку и маленький период повторяемости.
- Длиннопериодные. Такие кратные волны имеют большую временную задержку и большой период повторяемости.

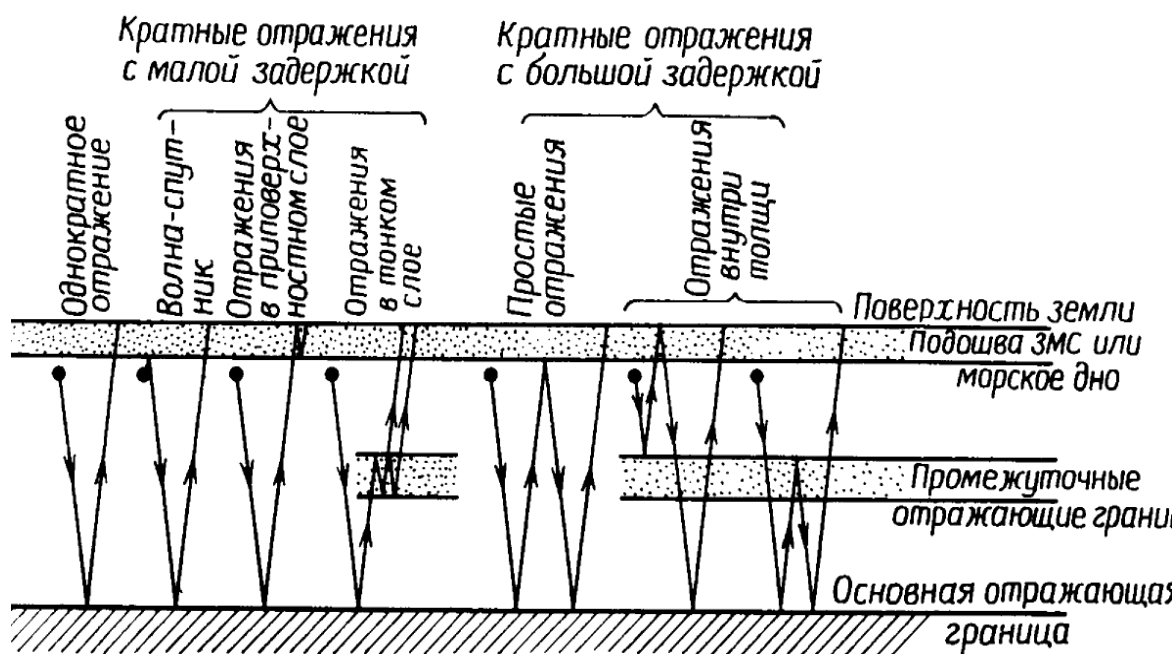


Рисунок 2. Типы кратных волн с различными временными задержками

(Бондарев, 2006)

Длиннопериодные кратные волны можно разделить на три вида: полнократные, частично-кратные и внутренне-кратные. Используя трехслойную модель среды, покажем ход лучей для каждой из таких волн.

Полнократные волны соответствуют отражениям луча от свободной поверхности и только от одной кратнообразующей границы. На рисунке 3 показана

полнократная волна первого порядка кратности. Она имеет два отражения вверх от глубинной границы и одно отражение вниз от свободной поверхности (Денисов, 2009).

Частично-кратным волнам соответствует ход луча, имеющий как минимум два отражения от глубинных горизонтов, причем разных, и как минимум одно отражение в нижнее полупространство от свободной поверхности.

Внутренне-кратные волны получаются в результате переотражений от глубинных горизонтов (рис. 5).

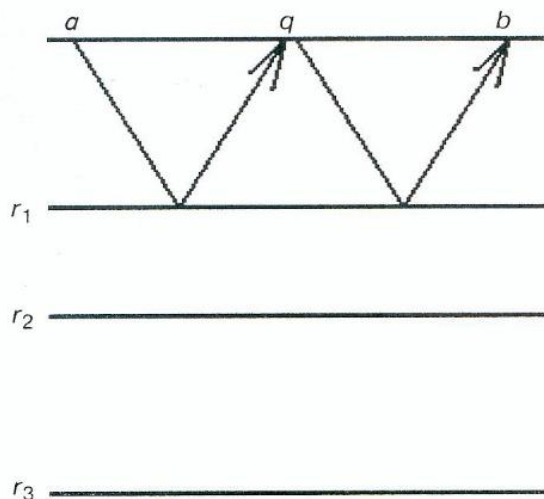


Рисунок 3. Ход луча $a-q-b$ полнократной волны первого порядка кратности от свободной поверхности. (Денисов, 2009)

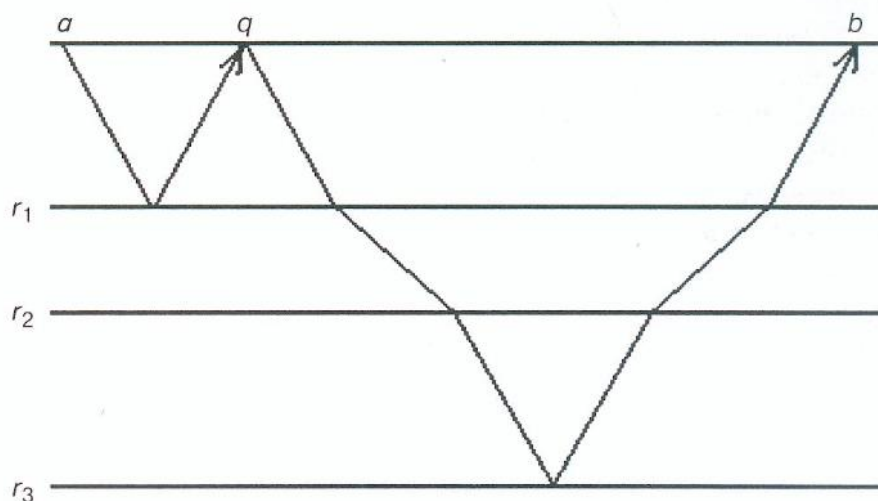


Рисунок 4. Ход луча для частично-кратной волны. (Денисов, 2009)

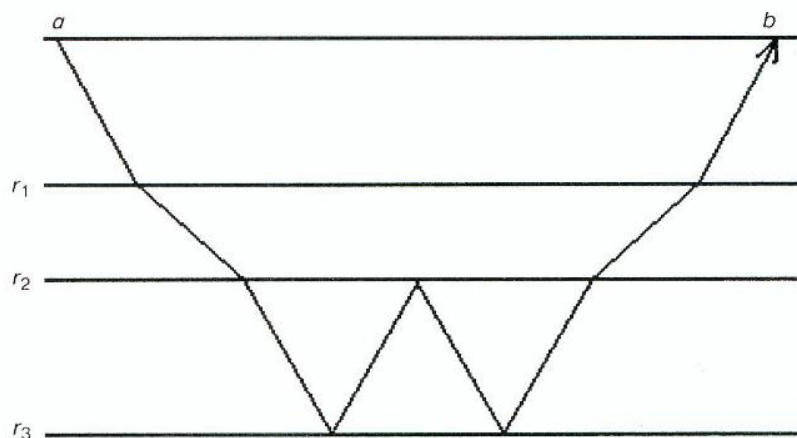


Рисунок 5. Ход луча внутренне-кратной волны. (Денисов, 2009)

Так как полнократные и частично-кратные волны связаны с переотражением в нижнее полупространство от свободной поверхности, имеющей коэффициент отражения, приблизительно равный -1 , то они являются наиболее интенсивными. При этом, внутренне-кратные волны обычно малоинтенсивны, так как они имеют как минимум три отражения от кратнообразующих границ, коэффициенты отражения от которых, как правило, очень малы (Денисов, 2009).

1.2 Годографы кратных отраженных волн

Пространственный годограф ОТВ кратной отраженной волны представляет собой гиперboloид вращения, симметричной относительно, вертикальной оси, проходящей через соответствующий мнимый источник. Он смещен относительно действительного источника в сторону восстания границы, причем величина смещения возрастает с увеличением кратности отражения.

Пространственный годограф ОСТ кратной отраженной волны является эллиптическим гиперboloидом с минимумом в общей средней точке.

Максимальное значение фиктивного скоростного параметра $V_{огт}$ достигается вдоль истинного направления падения границы под углом Ψ и составляет для двукратного отражения величину $V/\cos 2\Psi$. Для отраженной волны k -й кратности максимальное значение $V_{оогт}$ составляет $V/\cos k\Psi$ (Бондарев, 2007).

Схематическое изображение лучей, годографов кратных волн и их взаимное расположение для плоской горизонтальной границы показано на рисунке 6.

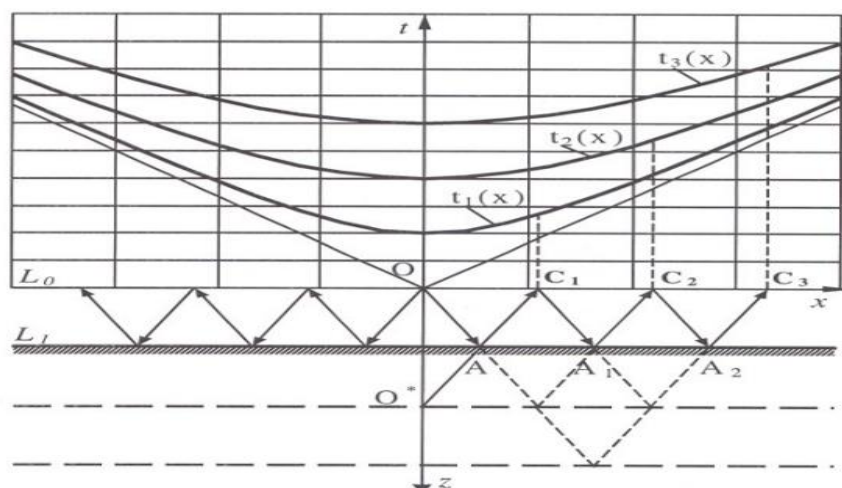


Рисунок 6. Лучи и годографы отраженных волн для плоской горизонтальной границы.

Годографы: $t_1(x)$ – первой кратности, $t_2(x)$ – второй кратности, $t_3(x)$ – третьей кратности. (Бондарев, 2007)

Исходя из того, что отраженная волна второй кратности проходит путь в два раза больший по сравнению с однократно отраженной волной от той же границы, при нулевом удалении, время прихода отраженной волны второй кратности в t_0 пункте возбуждения, будет в два раза больше времени прихода однократной волны от той же границы при нулевом удалении.

Однако, на большем удалении можно увидеть различие во временной области между кратной и полезной однократно отраженной волной в связи с их различной кинематикой.

С увеличением кратности годографы кратных отраженных волн выполаживаются, то есть годографы кратных отраженных волн большей кратности более пологие, чем годографы меньшей кратности.

Так же стоит отметить, что годографы кратных волн от одной и той же границы стремятся к одной асимптоте.

Рассмотрим двукратную отраженную волну от плоской наклонной границы К, имеющей вдоль профиля x кажущийся угол падения φ и эхо-глубину h_s под источником S (рис. 7). Однократно отраженной волне от плоскости R соответствует мнимый источник S^* . Второе отражение волна испытывает от плоскости наблюдения G, чему соответствует второй мнимый источник S_1^* , который получается зеркальным отражением точки S^* в границе G. Третьему акту отражения рассматриваемой волны, т. е, повторному отражению от границы R, отвечает третий мнимый источник S_2 . Он получается зеркальным отражением точки S_1^* в границе R.

Как видно, годограф двукратной отраженной волны от границы R совпадает с годографом однократной волны, отраженной от некоторой фиктивной границы R' с мнимым источником в точке S_2^* (Боганик и др., 2006).

Таким образом, n – кратная волна от наклонной границы с углом наклона φ соответствует однократной волне от фиктивной границы с углом наклона $(n \varphi)$.

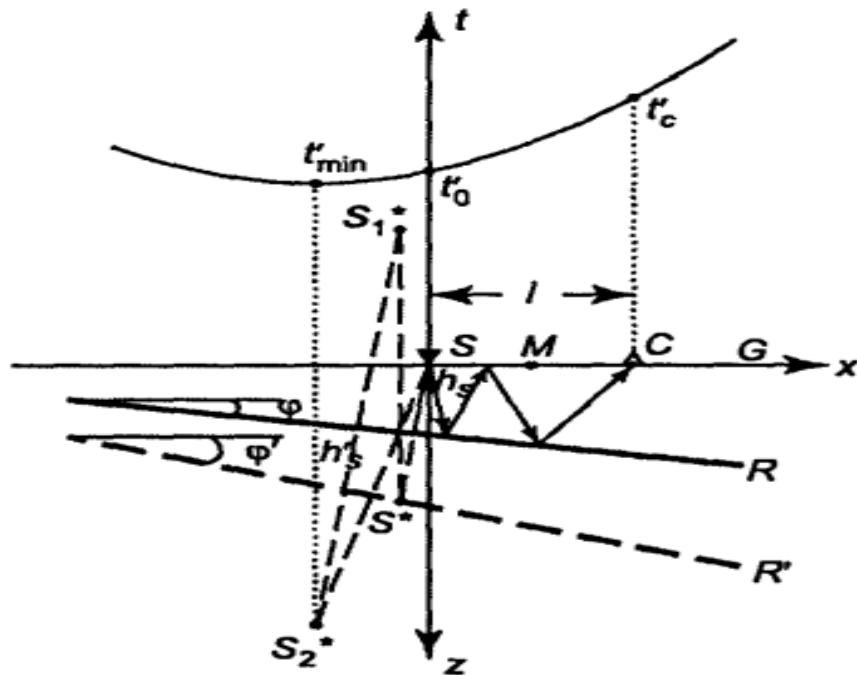


Рисунок 7. Двукратная отраженная волна – геометрические построения и продольный годограф ОТВ. (Боганик и др., 2006)

Зная, что траектория отраженной волны второй кратности по форме эквивалентна траектории однократно отраженной волны от границы, которая залегает на двойной глубине. Аналогично, траектория лучей отраженной волны третьей кратности эквивалентна траектории однократно отраженной волны от границы, залегающей на утроенной глубине.

Это позволяет определить, что уравнение годографа ОТВ m – кратности должно иметь вид:

$$t^{(m)}(x) = \frac{1}{V} \cdot \sqrt{x^2 - 4 \cdot x \cdot h \cdot \frac{\sin^2 m\varphi}{\sin \varphi} + 4 \cdot h^2 \cdot \left(\frac{\sin m\varphi}{\sin \varphi} \right)^2}$$

Данным уравнением при любых кратностях m описываются гиперболы, положение минимума которых зависит от кратности.

В случае наклонной границы, с увеличением кратности положение минимума годографа смещается в сторону восстания границы.

Продольный годограф ОСТ двукратной отраженной волны получим из ее годографа ОТВ. Формула имеет вид:

$$t'(l) = t'_0 \sqrt{1 + \frac{l^2}{t_0'^2 v_{\text{ОГТ}}^2}}.$$

1.3 Отличительные признаки кратных отраженных волн

Годографы кратных волн по форме очень похожи на годографы однократно отраженных волн. Однако существует ряд признаков, по которым мы можем отличить кратную волну от однократной.

Существует несколько отличительных признаков кратных отраженных волн:

- Кинематический;
- Периодический.

1) Кинематический признак.

Максимальная кривизна годографов кратных волн в минимуме всегда меньше, чем у годографов однократных волн. А на больших удалениях мы можем наблюдать волновую картину: как годограф кратной отраженной волны "врезается" в годограф отраженной волны, так как годограф кратной отраженной волны круче, чем годограф однократной отраженной волны от этой же границы.

2) Периодичность

Время прихода кратной отраженной волны второй кратности на нулевом удалении, кратно времени однократно отраженной волны от этой же границы. Аналогично, пропорционально время отраженной волны третьей кратности. Поэтому кратные волны разной кратности будут повторяться через один и тот же промежуток времени. Однако, этот эффект наблюдается, только при нулевых удалениях ($L=0$).

Периодичность - это признак, позволяющий отличить кратную и однократную отраженную волну, однако, это не всегда удастся сделать на сейсмограмме, так как зачастую сложно распознать на сейсмограмме волны третьей, а тем более четвертой кратности.

На сейсмических разрезах могут присутствовать ложные горизонты, обусловленные многократными отражениями, которые не удалось в достаточной степени подавить в процессе предшествующей обработки. Для выявления ложных

границ в первую очередь используют кинематические параметры волн. Критерии обнаружения сравнительно просты в случае полнократных отражений. Время нормального отражения для k -кратной волны от одной границы приблизительно в k раз больше времени нормального отражения соответствующей однократной волны. Кажущийся угол наклона ложной отражающей границы, построенной по k -кратной волне, в k раз больше кажущегося угла наклона ϕ истинной границы (рис.8). Однако этот признак может быть надежно использован только при достаточно большом наклоне сейсмической границы.

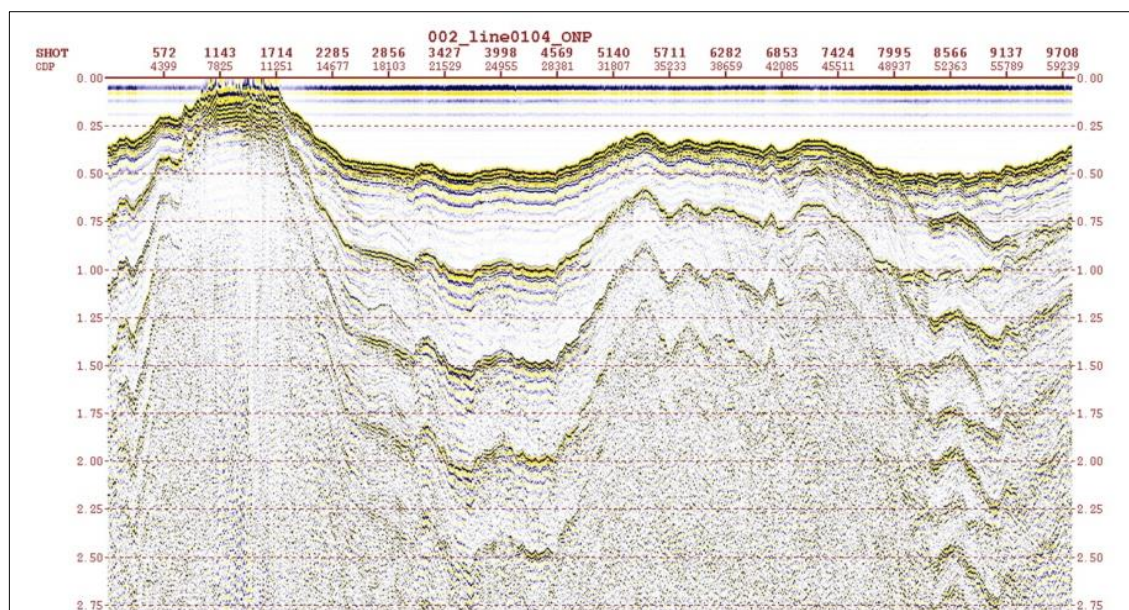


Рисунок 8. Кратные и однократные отраженные волны на временном разрезе
(Материалы ОАО «Севморгео»)

1.4 Основные подходы ослабления кратных отраженных волн

Все известные на сегодняшний день подходы к решению задачи подавления кратных можно условно разделить на две большие группы (рис. 9): те, которые основаны на кинематическом различии полезных волн и помех (суммирование по ОГТ, фильтрация в f - k или τ - p областях) и те, которые явно или неявно используют процедуру прямого продолжения волнового поля с целью прогнозирования кратных волн по исходным данным (при этом прогнозирование может осуществляться как с учетом имеющейся оценки глубинно-скоростной модели среды, так и в условиях неопределенности) (Денисов 2009).

Волновое поле, полученное в сложно-построенной среде, целесообразно подвергать нескольким процедурам, которые ослабляют фон кратных отражений и выделяют полезные волны, основываясь на различных принципах.

Известно, что вначале всегда полезно применить двухшаговые алгоритмы (в рамках которых производится прогнозирование поля кратных волн по зарегистрированным данным с последующим его адаптивным вычитанием). При этом после адаптивного вычитания, как правило, фон кратных волн подавляется не до конца.

Остаточную энергию регулярных помех удобно ослабить уже кинематическими методами (пространственными фильтрами, выделяющими и подчеркивающими однократные волны на фоне регулярных и нерегулярных помех) (Денисов, 2009).

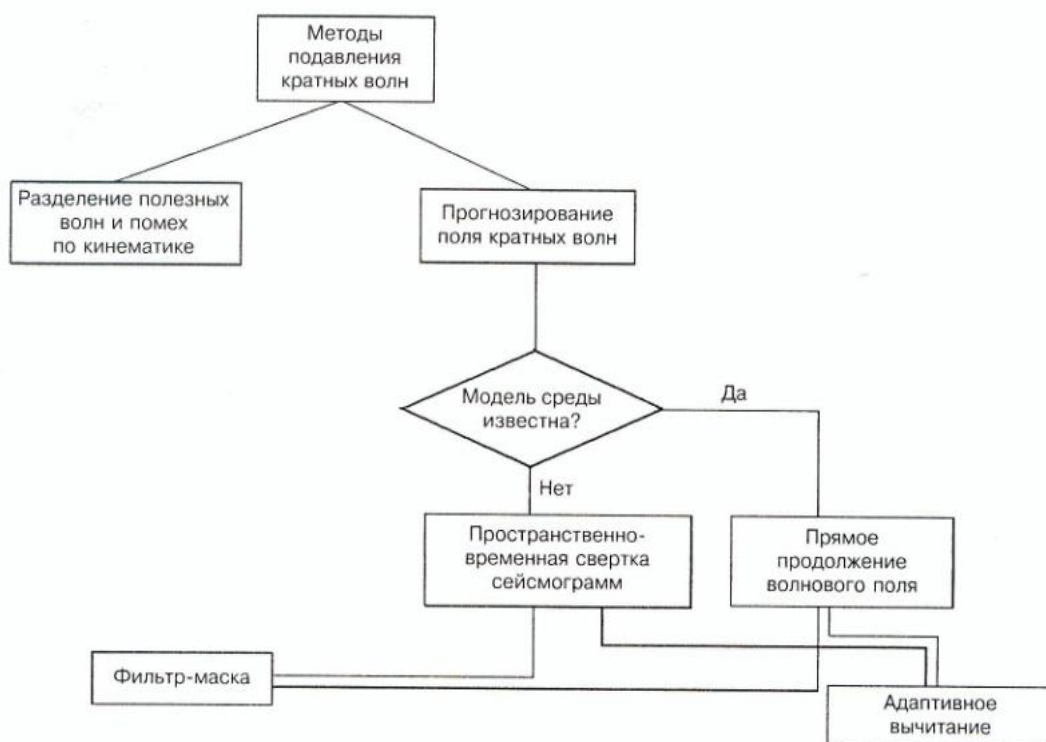


Рисунок 9. Классификация методов подавления кратных волн (Денисов, 2009)

1.4.1 Суммирование по ОГТ

Как уже говорилось ранее, кратные волны-помехи имеют различие эффективных скоростей, которое служит основной предпосылкой для подавления последних методом ОГТ.

Сейсморазведочное судно регистрирует трассы при большом числе удалений от каждого источника. S– это источники, R– точки отражения, а Н– гидрофоны. Сначала собираются трассы по всем удалениям относительно общей средней точки (ОСТ) (рис. 10). Чем больше удаление, тем позже вступления, поэтому к каждой сейсмограмме

применяется временная поправка, называемая кинематической, чтобы выровнять вступления. Выровненные трассы суммируются, и получается одна суммарная трасса, представляющая трассу нормального луча (нулевое удаление) (рис. 11). В итоге, полезные волны складываются синфазно, а помехи в том числе и кратные – не синфазно. Тем самым мы повышаем соотношение "сигнал/шум", подавляем кратные волны.

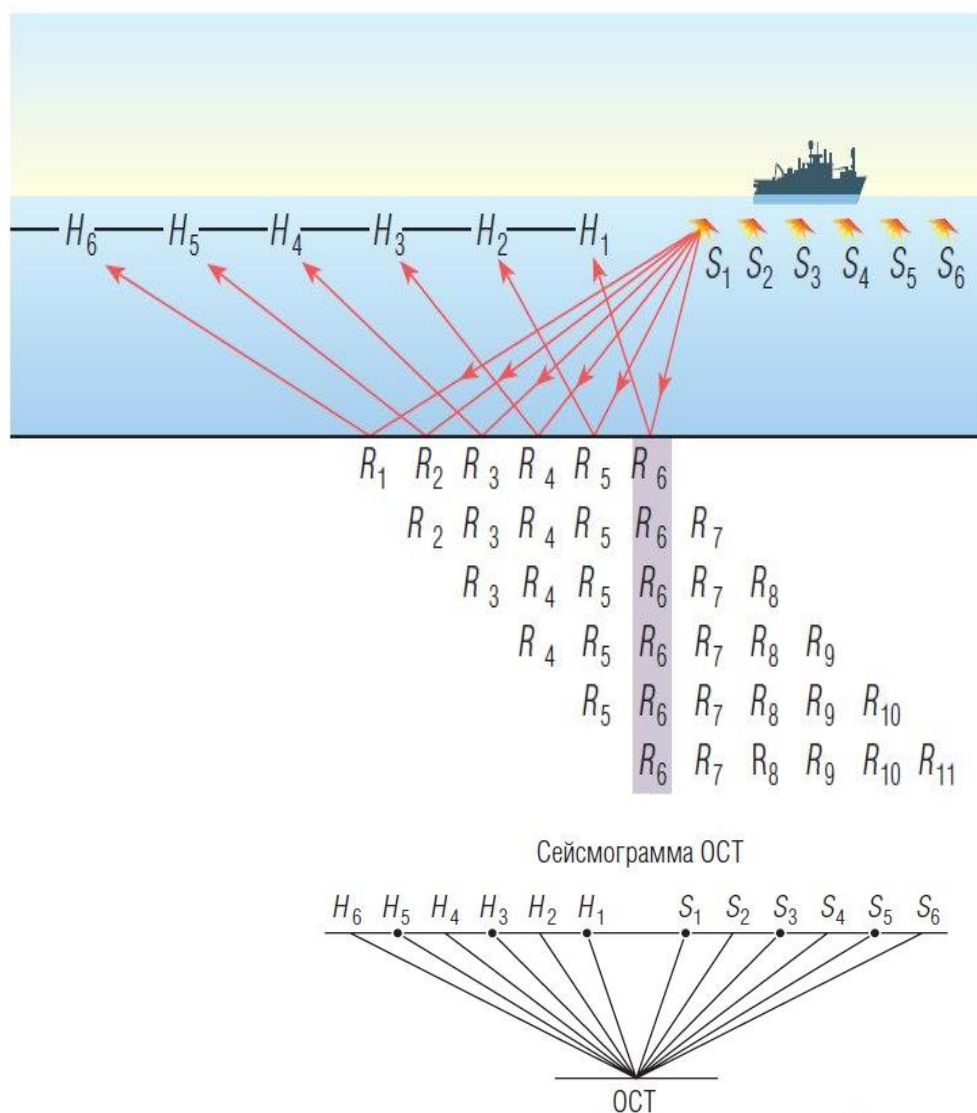


Рисунок 10. Выполнение сейсмических работ методом МОВ- ОГТ (Барклай и др., 2008)

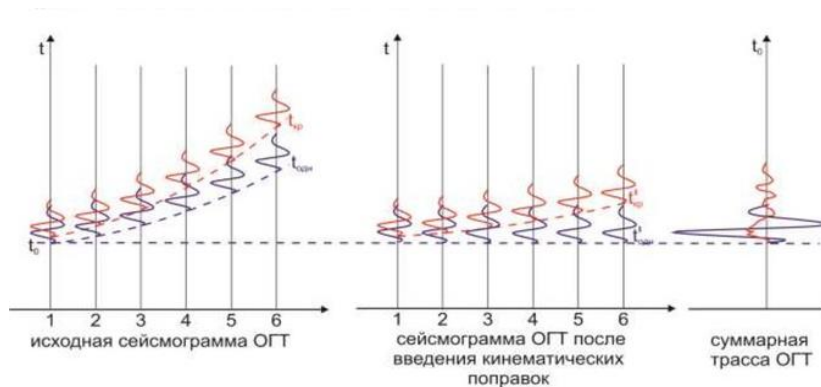


Рисунок 11. Суммирование сейсмотрасс (Бондарев, 2006)

На исходной сейсмограмме (рис.11) присутствуют две волны равной интенсивности. По сравнению с однократным отражением многократное отражение имеющее более крутой годограф (так как кратные волны имеют меньшие скорости).

После ввода кинематических поправок годограф однократной волны спрямляется в линию, а годограф многократной волны имеет остаточное запаздывание.

Суммирование исправленных трасс усиливает однократное отражение, при этом многократное отражение ослабляется.

Скоростной анализ

Главная цель скоростного анализа – определить скорости однократных отраженных волн.

Скоростной анализ основывается на попытке подобрать эффективную скорость полезных волн. Один из способов определения скоростей связан с получением вертикальных спектров скоростей.

Известно, что скорость кратной волны меньше, чем скорость однократной волны, а, как следствие, годограф кратной волны оказывается круче, чем годограф однократной волны.

Когда получается подобрать скорость наиболее приближенную к скорости полезной волны, то после ввода кинематических поправок мы будем наблюдать на сейсмограмме, как годографы полезных волн "спрямятся", а годографы кратных волн "недоспрямятся" (рис. 12).

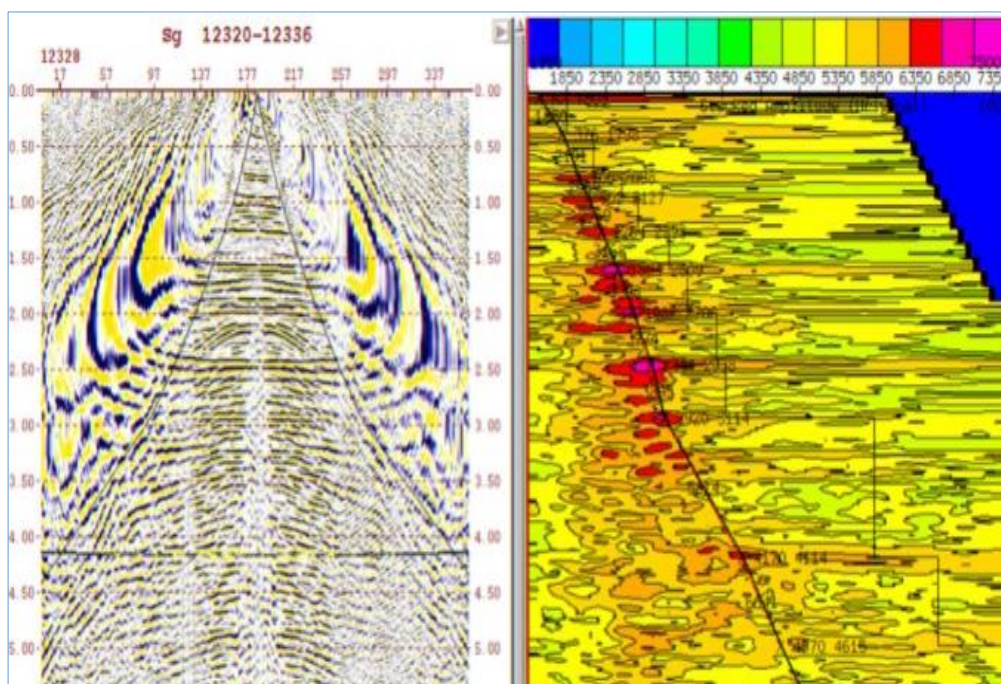


Рисунок 12. Скоростной анализ (Материалы ОАО «Севморгео»)

Однако при малых различиях эффективных скоростей полезных волн и помех, что характерно для многих частично-кратных отражений, на временных разрезах могут присутствовать интенсивные помехи, имеющие вид устойчивых сейсмических горизонтов. Для их подавления применяют различные процедуры двумерных преобразований волновой картины — вычитание кратных волн, f - k фильтрацию, t - p фильтрацию.

1.4.2 Предсказывающая деконволюция

Важным видом деконволюции является предсказывающая деконволюция. Этот вид фильтрации основан на цикличности кратных волн.

Во многих задачах практики обработки сейсмических сигналов возникают ситуации, когда мы можем предвидеть повторение некоторых значений входного сигнала $g(t)$ в некоторые будущие моменты времени $g(t + \alpha)$, где α — выбранный интервал предсказания (Боганик и др., 2006).

Таким образом, мы можем из исходного волнового поля вычесть предсказанное волновое поле и тем самым мы "вычтем" кратные волны, оставив при этом полезные.

Однако для применения данного метода должна быть известна модель среды и ее параметры или параметры предсказанного волнового поля (интервал предсказания).

1.4.3 τ -р фильтрация

Подавление волн-помех различной природы может успешно осуществляться на основе так называемого т-р преобразования (преобразования Радона). Оно представляет собой плоскостное разложение двумерной картины колебаний, наблюдаемых на сейсмограмме или разрезе (Боганик и др., 2006).

На рисунке 13 к изображению традиционных годографов $t(x)$ перечисленных выше волн примыкает изображение специфических годографов $\tau(p)$ тех же волн на сейсмограмме τ - p представления, причем для удобства сопоставления оси времен t и τ совмещены.

Прямолинейному годографу в области t - x соответствует точка (точечный годограф) в области τ - p , поскольку прямая линия $t(x)$ однозначно определяется всего двумя параметрами — временем задержки и величиной наклона p . Поэтому годографы прямой (E) и поверхностной (F) волн, исходящие из начала координат ($\tau_E = \tau_F = 0$), изображаются на плоскости (τ, p) точками, которые расположены на оси наклонов. Годографы отраженных волн представляются эллипсами в τ - p области (Боганик и др., 2006).

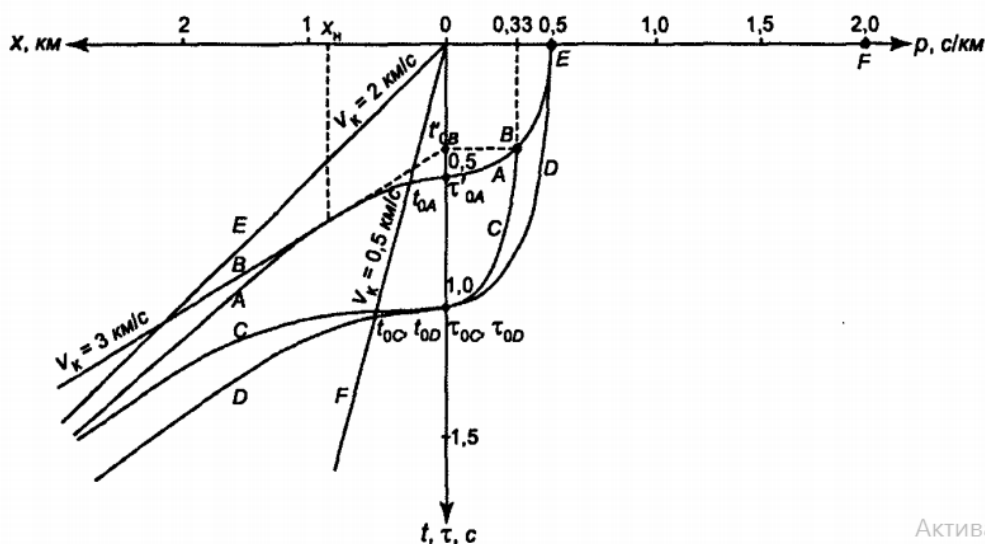


Рисунок 13. Взаимосвязь годографов различных волн в t -х и τ -р областях (Боганик и др., 2006)

Таким образом, для обнаружения многократных волн следует использовать все указанные выше критерии, поскольку каждый из них в отдельности нередко оказывается неоднозначным. Эти волны хорошо опознаются в случаях, когда они прослеживаются на достаточно больших участках профиля или площади. По одиночным оценкам трудно бывает составить обоснованное суждение о типе отраженной волны ввиду недостаточной точности определения ее параметров.

2 МЕТОД ПРЕДСКАЗАНИЯ И ОСЛАБЛЕНИЯ КРАТНЫХ ВОЛН SRME

В этой главе будет описан метод SRME (Surface-Related Multiple Elimination). Это метод предсказания и удаления кратных волн. Он использует отражения, которые присутствуют в исходных сейсмических данных до суммирования, чтобы сконструировать поверхностно – согласованные кратные волны. Таким образом, можно получить информацию о строении глубинных отражающих горизонтов.

2.1 Литературный обзор

Теория ослабления кратных волн была подробно рассмотрена в работе Эрика Вершуура "Seismic multiple removal techniques: Past, present and future" (Verschuur, 2006). Один из методов, рассматриваемых автором, является метод SRME. Э. Вершууер приходит к выводу, что для применения данного метода не требуется информация о глубинном строении среды, то есть модели среды, так как данная информация уже содержится в самой сейсмической записи. Также автор говорит о том, что для применения метода SRME должна быть обеспечена достаточная плотность исходных сейсмических данных. В процессе применения метода SRME применяется операция "свертка" так что, первичные волны становятся кратными, а кратные - становятся кратными волнами более высокого порядка. Автор рассматривает практические аспекты применения изучаемого метода: его отрицательные и положительные стороны.

Применение метода SRME для морских сейсмических данных описывается в статье М. С. Денисова "О подавлении кратных волн при обработке результатов морской площадной сейсморазведки" (Денисов, 2009). Автор рассматривает алгоритм прогнозирования кратных волн как способ прямого продолжения волнового поля. Это позволяет увидеть неизбежные динамические и кинематические искажения, вносимые в получаемую модель помех, которые следует корректировать на этапе адаптации.

Зачастую авторы научных работ утверждают о необходимости использования мощные вычислительные систем для обработки площадных сейсмических данных методом SRME (Курин и др., 2011).

Недостатки метода SRME отмечены в статье "Обнаружение пласта через подавление кратных волн 3D (McHugo et al., 2014). Автор говорит о том, что так как существует неравномерная дискретизация в ходе съемки, необходимо обрабатывать и улучшать вводимые данные для выполнения строгих требований идеальной системы 3D SRME.

В данной исследовательской работе будет рассмотрена эффективность метода SRME и будет произведено сравнение этого метода подавления кратных волн со стандартными методами подавления кратных волны.

2.2 Общие положения и математические основы

Рассматривая траектории лучей на рисунке 14, можно видеть, что кратные волны первого порядка могут быть представлены как состоящие из двух однократных траекторий, которые соединены в точке отражения на поверхности. Таким образом, из однократных отражений могут быть сконструированы кратные волны первого порядка. Конечно, в точке отражения должен соблюдаться закон Снеллиуса – угол падения равен углу отражения.

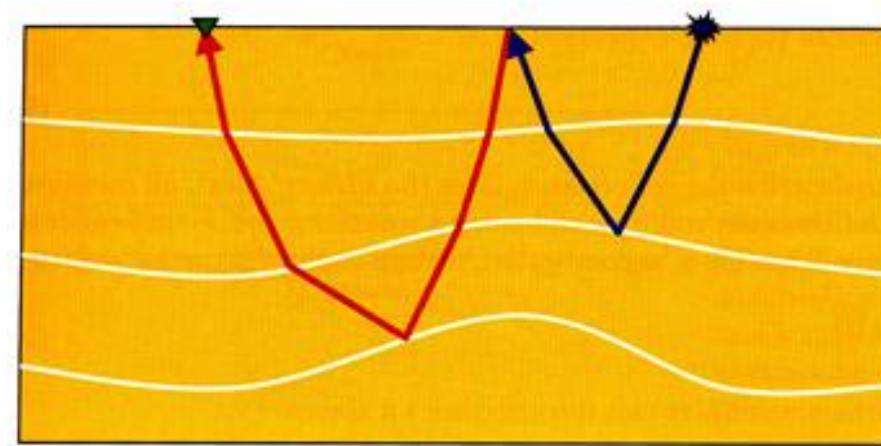


Рисунок 14. Кратная волна первого порядка, представленная как комбинация из двух первичных волн (Verschuier, 2006)

2.3 SRME для случая 1D

Рассматриваем случай горизонтальных слоев и плоских волн.

Прямое моделирование поверхностно – согласованных кратных волн.

Рассмотрим «сейсмический отклик» для некоторой широкополосной горизонтальной плоской волны, идущей из земли. Импульсный отклик, исключая эффект от поверхности, называется $X_0(t)$. Он включает все однократные волны и внутренние кратные. Если все эти волны достигают свободной поверхности, они отражаются обратно в среду. При этом каждая волна из первичных откликов будет действовать как новый источник волны. Другими словами, каждое «событие» будет

свернуто с полным импульсным откликом, становясь последовательностью кратных волн первого порядка.

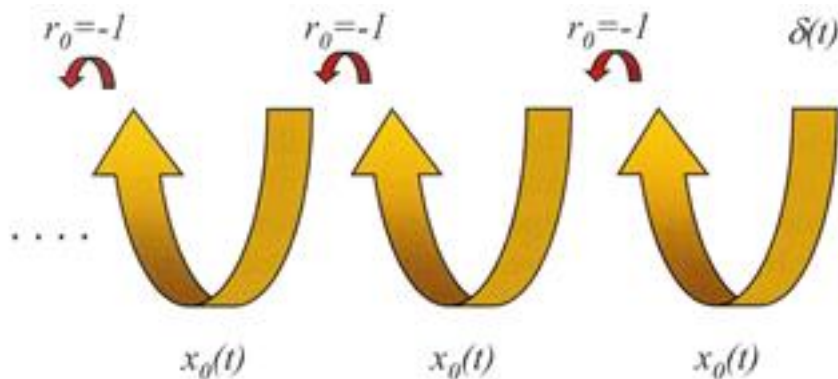
$$m_1(t) = -x_0(t) * x_0(t)$$

где знак (-) описывает отражение от поверхности.

Затем все эти волны снова достигнут поверхности, и каждая кратная волна первого порядка будет действовать как источник кратных волн второго порядка (рис. 15).

$$m_2(t) = -x_0(t) * m_1(t) = x_0(t) * x_0(t) * x_0(t)$$

a)



b)

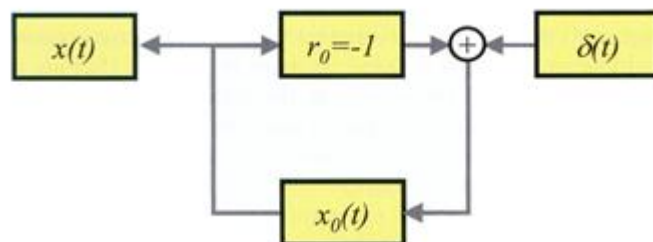


Рисунок 15. Схема образования кратных волн

a) После отражения от поверхности все первичные волны, содержащиеся в импульсном отклике геологической среды $x_0(t)$, становятся кратными волнами первого порядка. После следующего отражения от поверхности они становятся кратными волнами второго порядка. b) Образование кратных волн, представленное на диаграмме с обратными связями (Verschuur, 2006)

Полный отклик $X(t)$ со всеми поверхностно – согласованными кратными волнами может быть описан следующим рядом:

$$X(t) = X_0(t) - X_0(t) * X_0(t) + X_0(t) * X_0(t) * X_0(t)$$

Глядя на возвратную диаграмму (рис. 15b) можно записать следующее выражение

$$X(t) = X_0(t) * [\delta(t) - X(t)] = X_0(t) - X_0(t) * X(t)$$

Данной выражение означает, что все поверхностно – согласованные кратные волны могут быть сгенерированы сверткой отклика первичных волн. Эта взаимосвязь используется для создания аналоговой системы обратной связи, для подавления поверхностно – согласованных кратных волн (Verschuur, 2006).

Все эти выражения могут быть переписаны в частотной области, так что свертка заменится скалярным умножением.

$$X(f) = X_0(f) - X_0^2(f) + X_0^3(f) - X_0^4(f) + \dots$$

$$X(f) = X_0(f) - X_0(f) \cdot X(f) \quad (1)$$

2.4 Удаление поверхностно – согласованных кратных волн

На рисунке 16 представлена обработка кратных волн для модели из двух первичных и внутренней кратной волн. Поверхностные кратные волны первого порядка, полученные методом автоконволюции первичного отклика и умноженные на -1 представлены на рисунке 16b. На рисунке 16c представлены поверхностные кратные волны второго порядка, полученные методом конволюции кратных волн первого порядка и умноженные на -1. Аналогично кратные волны третьего порядка (рис. 16d). В итоге, данные со всеми кратными волнами, полученные сложением всех откликов a-d представлены на рисунке 16e.

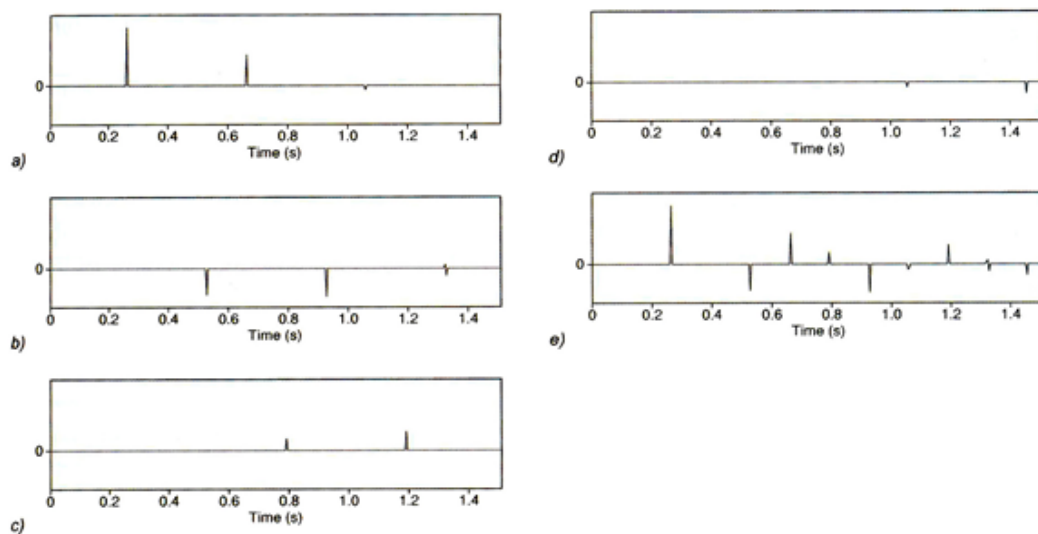


Рисунок 16. Образование поверхностных кратных волн методом автоконволюции первичного отраженного сигнала (Verschuur, 2006)

Исходя из выражения (1), его можно переписать относительно $X_0(f)$

$$X_0(f) = X(f) \cdot [1 - X(f)]^{-1}$$

Которое позволяет вычислить свободный от кратных отклик $X_0(f)$ из полного отклика $X(f)$.

Инверсионное выражение может быть переписано в виде ряда

$$X_0(f) = X(f) + X^2(f) + X^3(f) - X^4(f) + \dots \quad (2)$$

Выражение (2) можно перевести обратно во временную область, когда будет получен свободный от кратных волн отклик, после серии сверток:

$$X_0(t) = X(t) + X(t) * X(t) + X(t) * X(t) * X(t) + \dots \quad (3)$$

Аналогично, на рисунке 17, представлено подавление кратных волн, методом автоконволюции общего отклика, используя выражение (3).

Теперь мы начинаем от данных со всеми кратными (рис. 17а). Затем путем автоконволюции получаем второй член с правой стороны уравнения (3). Каждый следующий член получается из предыдущего, свернутого с полным откликом $X(t)$. Наконец, сложив все члены, получаем отклик, свободный от кратных, связанных с поверхностью (рис. 17е).

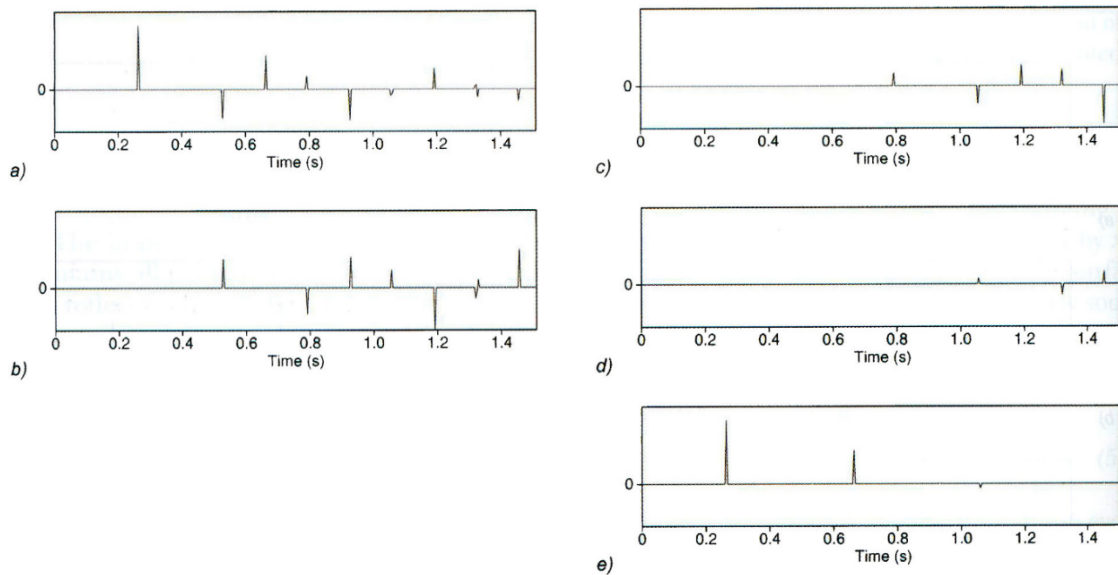


Рисунок 17. Подавление кратных волн методом автоконволюции общего отклика
(Verschuur, 2006)

Расширение ряда для удаления кратных по аналогии с (3) может быть представлено в выражениях откликов, которые включают сигнатуру источника.

$$P_0(t) = P(t) - \alpha(t) * P(t) + \alpha(t) * \alpha(t) * P(t) * P(t) * P(t) - \dots \quad (4)$$

где:

$$P_0(t) = x_0(t) * S(t) \text{ - без кратных}$$

$$P(t) = x(t) * S(t) \text{ - с кратными}$$

$$\alpha(t) * S(t) = -\delta(t)$$

$S(t)$ – сигнатура источника

По аналогии, подавление кратных волн, связанных с поверхностью, для среды с одной отражающей поверхностью представлено на рисунке 18: отклик из одной первичной и кратных ей волн, включая импульс источника - рисунок 18a; прогнозируемый период первой кратной волны - рисунок 18b; прогнозируемый период второй кратной волны - рисунок 18c; прогнозируемый период третьей кратной волны - рисунок 18d; расчётные данные без кратных волн, связанных с поверхностью, полученные сложением всех откликов a-d после соответствующего применения деконволюции - рисунок 18e.

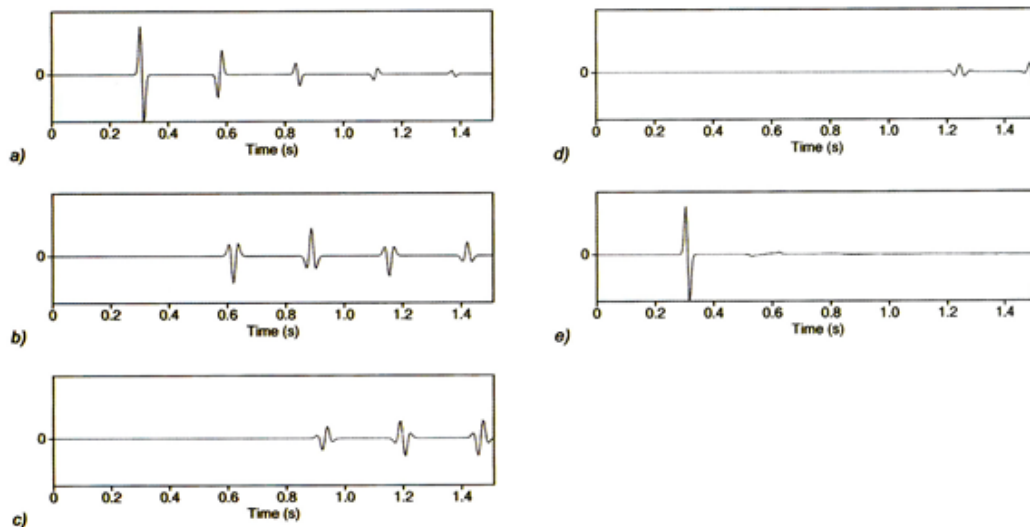


Рисунок 18. Подавление кратных волн, связанных с поверхностью, для среды с одной отражающей поверхностью (Verschuur, 2006)

Аналогично, на рисунке 19 представлено подавление кратных волн, для среды с несколькими отражающими поверхностями.

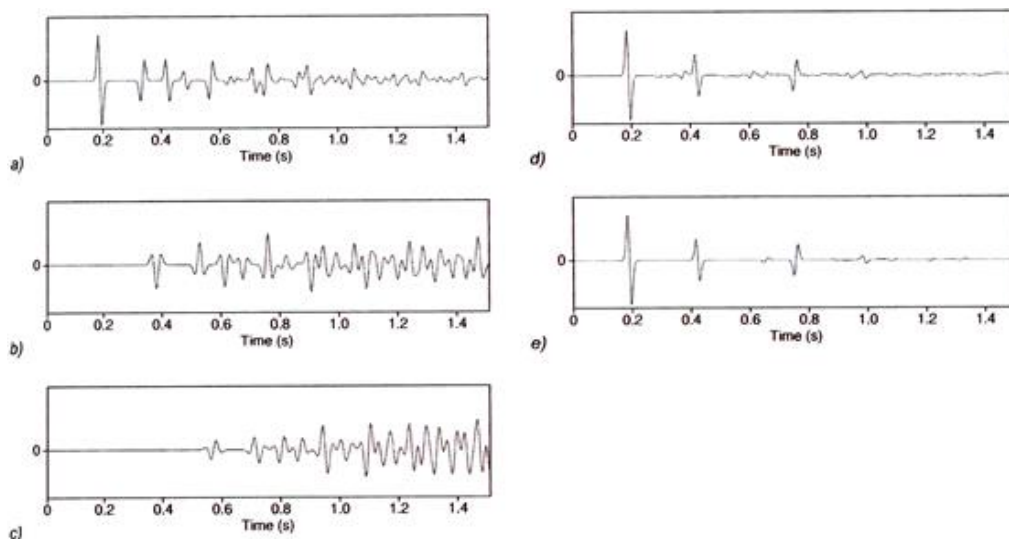


Рисунок 19. Подавление кратных волн, связанных с поверхностью, для среды с несколькими отражающими поверхностями (Verschuur, 2006)

Так же, выражение (4) может быть представлено в частотной области

$$P_0(f) = P(f) - A(f)P^2(f) + A^2(f)P^3(f) - A^3(f)P^4(f) + \dots,$$

Где: $A(f) = -[S(f)]^{-1}$, $S(f)$ – Фурье преобразование сигнала источника

Вышеизложенная теория верна только для плоских волн и горизонтально-слоистой среды (двумерного случая). На практике мы всегда имеем дело с точечным источником сферических волн и трехмерной средой. Предполагается, что на исходной трассе присутствуют только отраженные волны и форма их постоянна во времени, что также далеко не всегда выполняется. Кроме того, точное знание сигнатуры источника тоже, как показано выше, далеко не всегда возможно (Verschuur, 2006).

2.5 Практические аспекты SRME

Как говорилось ранее, в случае использования SRME сейсмические данные сами используются в качестве оператора продолжения волнового поля, так что первичные волны становятся кратными, и кратные – становятся кратными более высокого порядка. Главным преимуществом этого метода над другими методами предсказания и вычитания является то, что нет необходимости в информации о глубинной среде, так как эта информация непосредственно содержится в сейсмических данных.

Кроме того, все типы поверхностно-согласованных кратных волн образуются одновременно. Однако это сильное преимущество может стать главной слабостью: если измеренные данные не идеальны по чувствительности, это значит, что кратные не могут

быть точно предсказаны и ослабление кратных может выразиться в различных артефактах. Примерами неидеальных условий являются:

- пропущенные расстояния «источник-приемник»;
- грубая дискретизация источников;
- отсутствие первичных волн от мелких границ;
- высокий уровень шума.

Эффект пропуска данных для SRME

В SRME сейсмические данные используются как оператор предсказания кратных волн. Это происходит путем применения латеральной автоконволюции данных вдоль дневной поверхности (рис. 20). Ограничение данных в смысле не идеальной дискретизации источника и приемника будет создавать артефакты в предсказании. Проблема дискретизации становится главной проблемой в SRME.

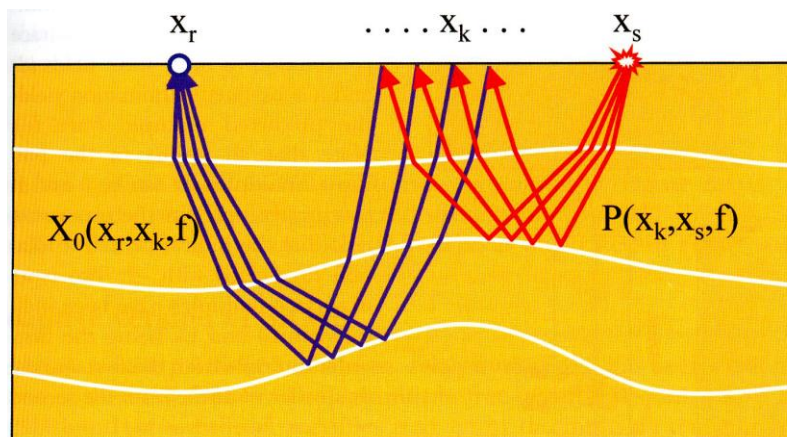


Рисунок 20. Лучевые траектории кратной волны для всех возможных точек отражения от свободной поверхности в пределах некоторого интервала (Verschuur, 2006)

Кратная волна первого порядка, связанная с поверхностью, строится за счет сочетания сейсмограммы источника P с сейсмограммой приёмника первичного импульсного отклика (функция X_0). Эти сейсмограммы соединяются друг с другом и суммируются для получения прогнозируемой трассы кратных волн. На диаграмме изображено только одно отражение каждого волнового поля

Неодинаковая дискретизация источников и приемников

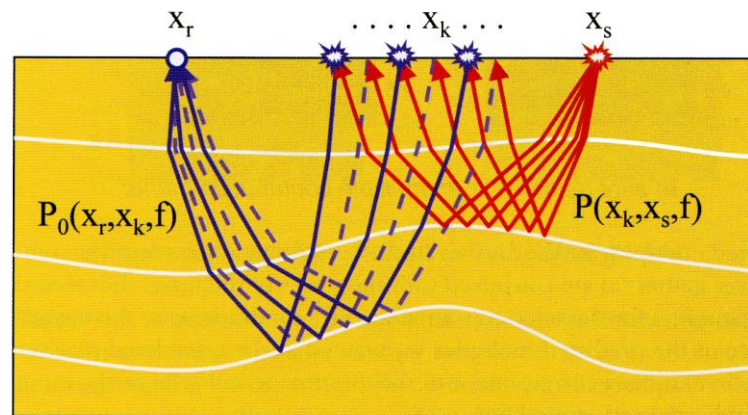


Рисунок 21. Неодинаковая дискретизация источников (Verschuur, 2006)

Расстояние между источниками в два раза больше, чем между приемниками

Суммирование требует совпадения приемников и источников. Если они будут иметь различную пространственную дискретизацию, то правильных комбинаций не будет получено. Это иллюстрируется на рисунке 21 для ситуации, когда расстояние между источниками в два раза больше, чем между приемниками. Половина связей не может быть составлена на поверхности (прерывистые линии) – это означает, что суммирование будет незавершенным. На практике при суммировании образуется элейсинг эффект. Эффект грубой дискретизации источников будет проиллюстрирован далее на синтетических данных.

2.6 Основные процедуры SRME

Метод SRME состоит из двух этапов:

Этап 1 – предсказание поля кратных волн, в который входят следующие процедуры:

- 2D SRME Interpolation - Данный модуль предназначен для интерполяции данных на регулярную сеть, для того чтобы шаг между источником и приемником был равномерный.
- Partial NMO - Ввод кинематических поправок. Данный модуль используется для того, чтобы лучше проинтерполировать между трассами.

- 2D SRME Prediction - Предсказание поля кратных волн по регулярной сетке наблюдений.
- Geometry Return - Возврат геометрии исходного поля кратных волн. Данный модуль применяется для того, чтобы на этапе адаптивного вычитания, вычитание производилось для реальных сейсмограмм с исходной геометрией.
- Partial NMI - Возврат трасс к исходным удалениям
Этап 2 – адаптивное вычитание кратных волн.

На данном этапе производится адаптивное вычитание. Из исходных сейсмограмм ОГТ вычитаются сейсмограммы ОГТ после предсказания по методу SRME. На выходе, после вычитания мы получаем сейсмограммы, на которых ослаблены кратные волны и выделены полезные волны. Тем самым соотношение сигнал/шум становится выше.

3 МОДЕЛИРОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для оценки качества и результативности работы метода SRME были созданы 2 модели. Моделирование выполнялось в программном пакете Tesseral 2D (Tesseral 2D User's Manual).

В данной программе было проведено моделирование сейсмограмм с отражёнными волнами в случае горизонтально-слоистой среды с заданными параметрами.

3.1 Модель №1

Параметры модели 1 показаны на рисунке 22.

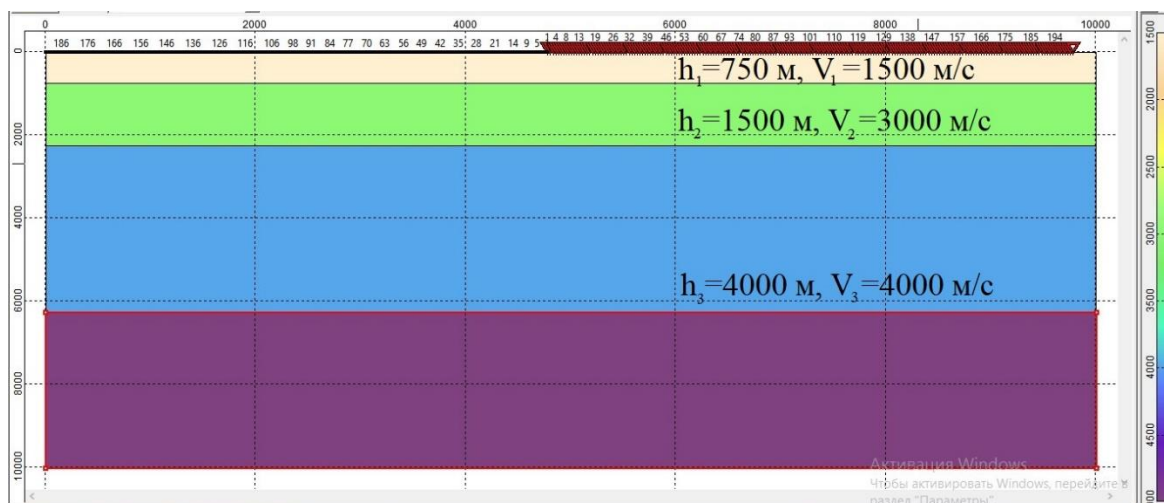


Рисунок 22. Модель №1, $\Delta PV=25\text{м}$, $\Delta PP=25\text{м}$

Глубина моря - 750 м.

Параметры системы наблюдения:

- шаг между источниками – 25 м;
- шаг между приёмниками - 25 м;
- $L_{\max} = 4775\text{ м}$;
- сигнал Риккера 15 Гц.

В результате была получена 201 сейсмограмма.

На $t_0=1\text{ с}$ наблюдаются отраженная от первой границы волна, на $t_0=2\text{ с}$ - отраженная от первой границы волна второй кратности и однократно отраженная волна от второй границы, на $t_0=3\text{ с}$ - отраженная от первой границы волна третьей кратности и частично-кратная волна от первой и второй границ, на $t_0=4\text{ с}$ - отраженная от первой границы волна четвертой кратности и однократно отраженная волна от третьей границы.

Далее данные сейсмограммы (рис. 23) были загружены в программу RadexPro, где производилось подавление кратных волн с помощью метода SRME (Руководство пользователя RadExPro).

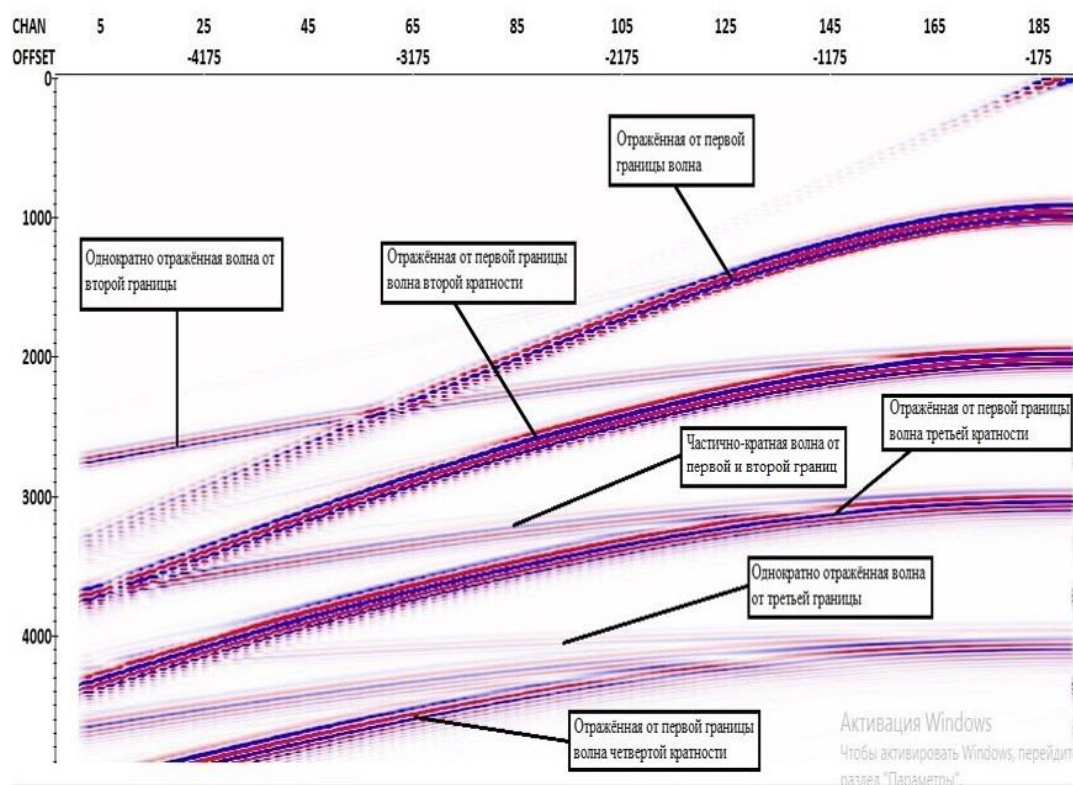


Рисунок 23. Модель 1. Синтетическая сейсмограмма ОПВ

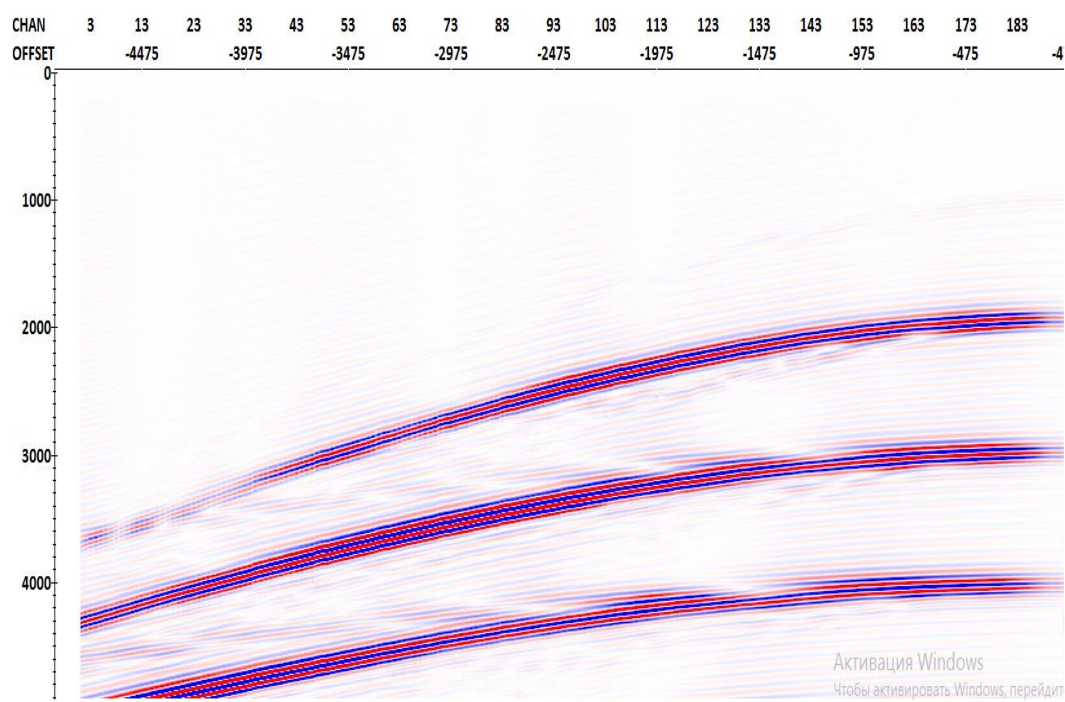


Рисунок 24. Модель 1. Сейсмограммы с предсказанными кратными волнами

Как видно на рисунке 24, после проведения процедуры SRME подавления кратных волн, были получены сейсмограммы ОГТ. Сравнивая сейсмограммы ОГТ до и после SRME, очевидно, что данный метод достаточно точно предсказывает кратные волны. Конечно, частичнократная волна на времени $t_0=2$ с, $t_0=3$ с (рис. 24) видна очень слабо, однако полнократные волны на временах $t_0=2$ с, $t_0=3$ с, $t_0=4$ с предсказаны точно. Однократные волны не наблюдаются, что свидетельствует о том, что метод работает правильно.

Далее было произведено вычитание. Из исходных сейсмограмм ОГТ (рис. 23) были вычтены. Сейсмограммы ОГТ после проведения SRME. Ожидается, что кратные волны подавятся, а однократные волны выделятся.

Действительно, однократная волна на времени $t_0=1$ с видна достаточно отчетливо (рис. 25б). Кратные же волны на 3 и 4 секундах почти полностью подавились. Однако, кратная волна на времени $t_0=2$ с подавилась хуже, и однократная волна на фоне кратной ярко не выделяется, но все равно, если сравнивать сейсмограммы ОГТ до подавления кратных (рис. 25а) волн и после (рис. 25б), соотношение сигнал/шум стало намного выше, в том числе и для волны на времени $t_0=2$ с.

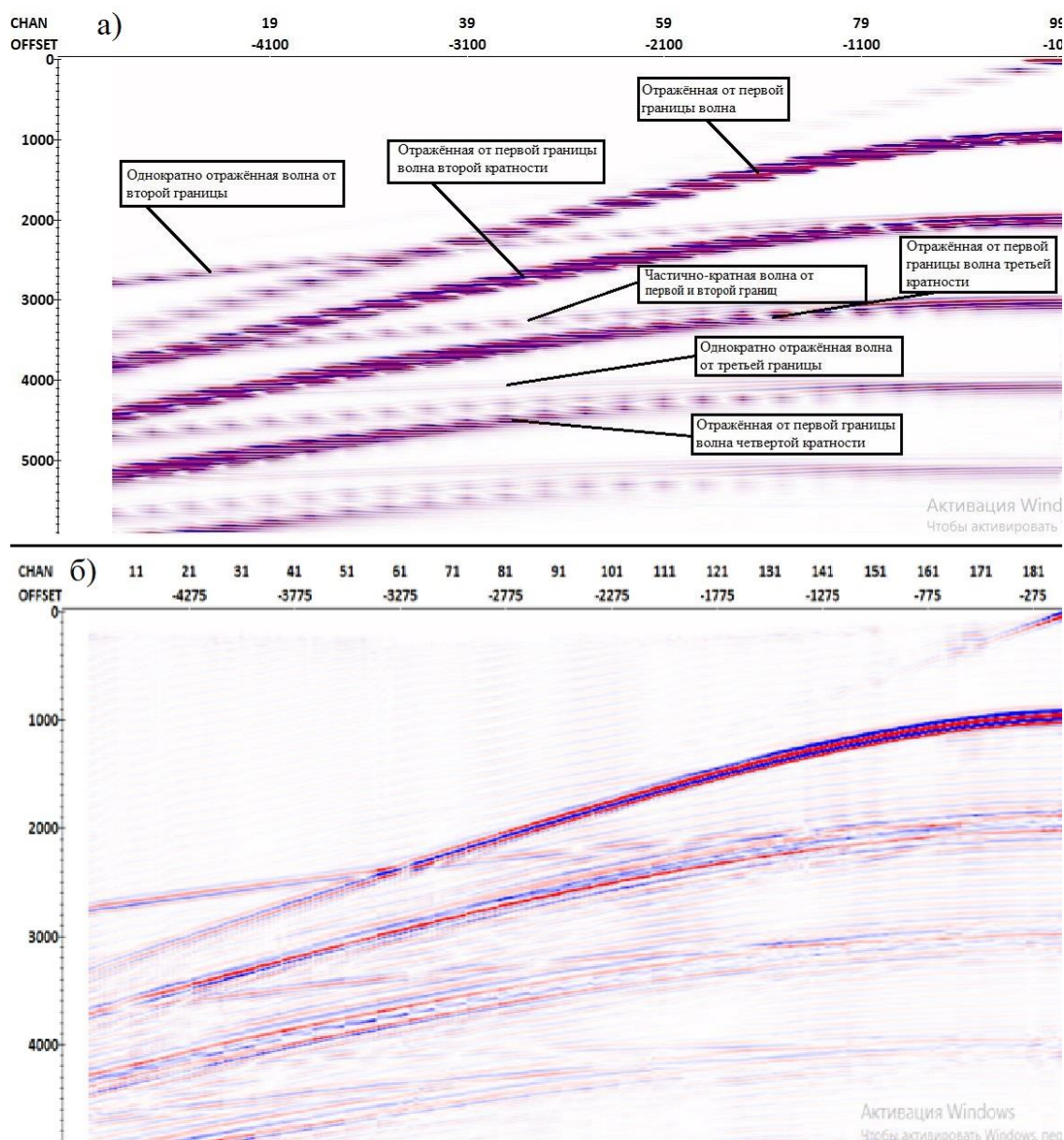


Рисунок 25. Модель 1. Сейсмограммы ОГТ до и после SRME

а) Исходные сейсмограммы

б) После предсказания и вычитания.

Также для демонстрации элейсинг эффекта, о котором говорилось ранее, была создана модель с теми же параметрами, но с иной системой наблюдения. Как говорилось ранее, для метода подавления кратных волн SRME важно, чтобы расстояние между приемниками (ПП) было как можно меньше, конечно, это общее правило для любых сейсмических работ, но для данного метода это имеет определяющее значение. В предыдущей системе наблюдений это правило соблюдалось. Для второй системы наблюдений заданы следующие параметры:

- шаг между источниками – 100 м;
- шаг между приёмниками - 50 м;
- $L_{\max} = 5$ км;
- сигнал Риккера - 15 Гц.

В результате была получена 51 сейсмограмма.

Далее данные сейсмограммы (рис. 26) были загружены в программу RadexPro, где так же производилось предсказание кратных волн методом SRME (рис. 27), а затем вычитание предсказанного поля из исходного (рис. 28а).

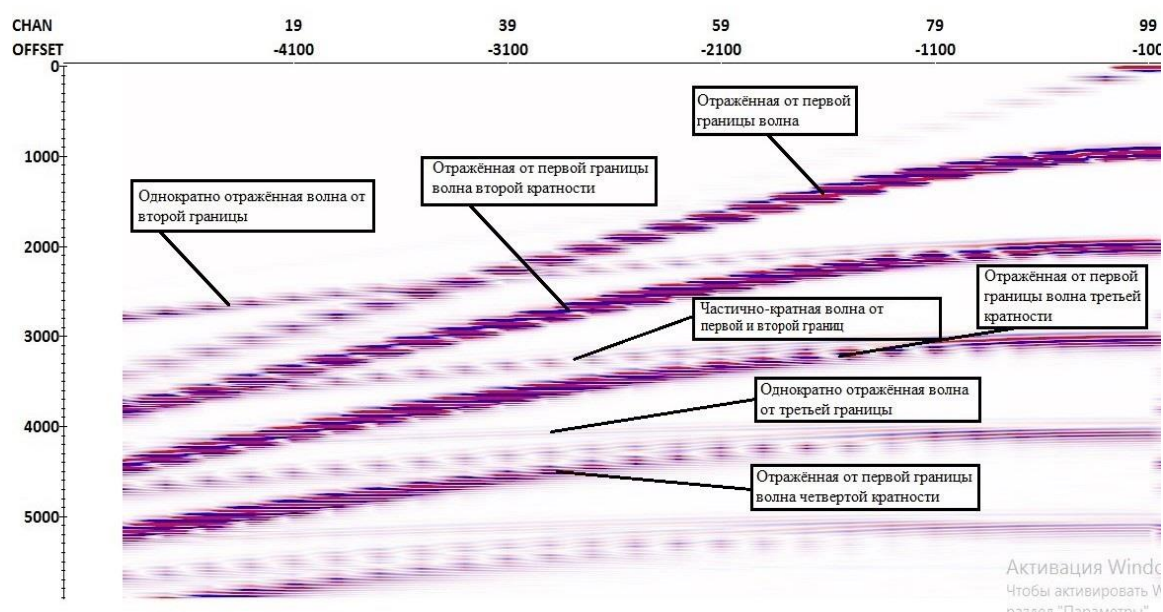


Рисунок 26. Модель 1. Синтетическая сейсмограмма ОПВ, $\Delta ПВ=100$ м, $\Delta ПП=50$ м

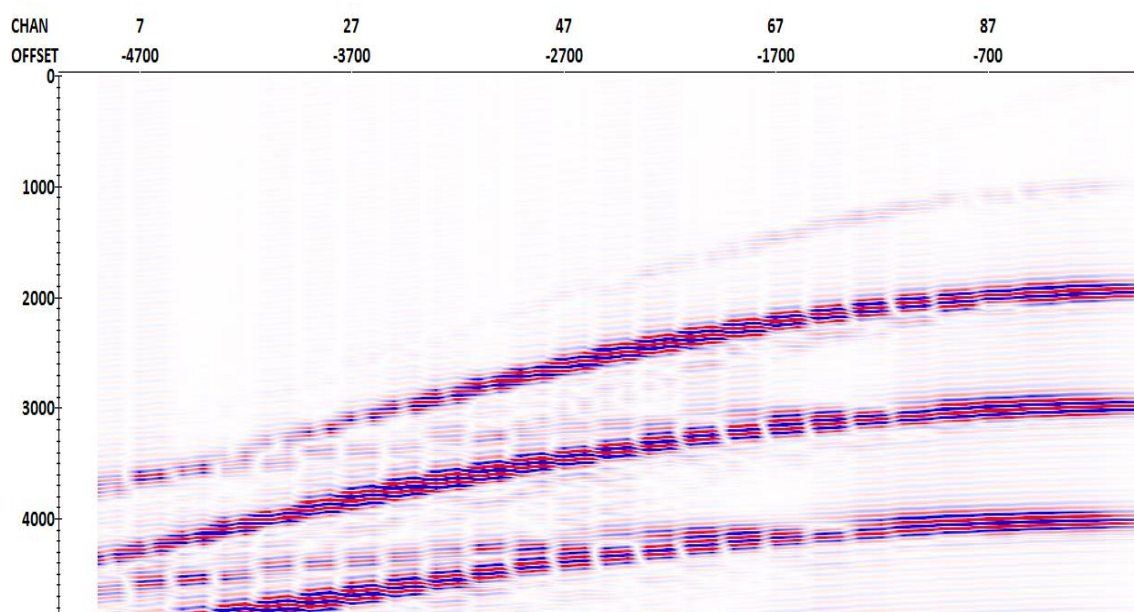


Рисунок 27. Модель 1. Сейсмограмма ОГТ после предсказания

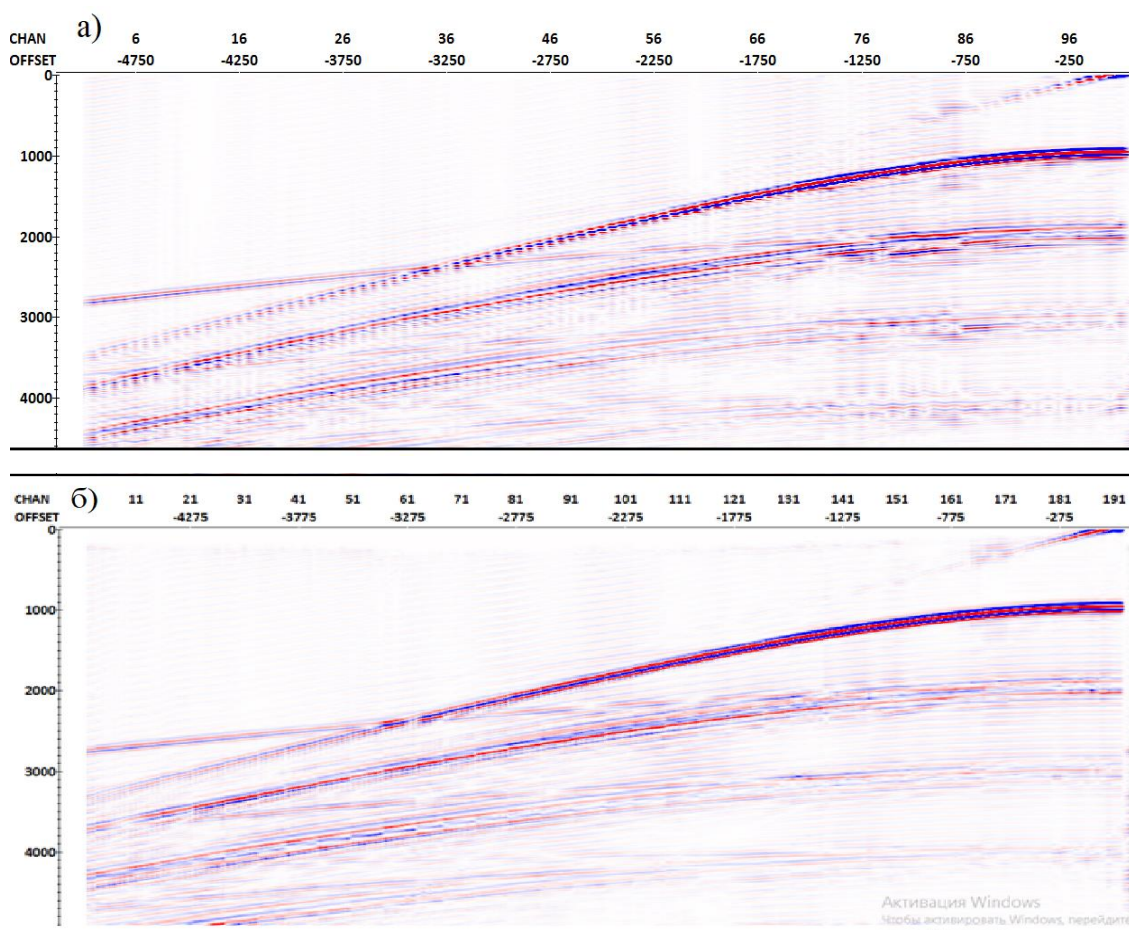


Рисунок 28. Сейсмограммы ОГТ после вычитания для разных систем наблюдения.

а) Модель 1, $\Delta PV=100\text{м}$, $\Delta PP=50\text{м}$

б) Модель 1, $\Delta PV=25\text{м}$, $\Delta PP=25\text{м}$

Как видно на рисунке 28, результат для данных, полученных по системе наблюдения $PV=100$, $PP=50$, достаточно неплохой, однако годографы имеют ступенеобразный вид. Это так называемый пространственный элайсинг эффект. Это связано с тем, что шаг между трассами в сейсмограмме больше ОГТ для первого случая больше, чем для второго. Таким образом, кратные волны для расстановки с меньшим шагом между приемниками подавились лучше, чем для расстановки с большим шагом между приемниками.

Из этого можно сделать вывод о том, что для более корректной работы метода подавления кратных волн SRME, нужно, чтобы шаг между ПП было как можно меньше.

3.2 Сравнение способа ОГТ и SRME

Для сравнения способа SRME со стандартным способом ОГТ был также выполнен скоростной анализ и получен временной разрез после ввода кинематических поправок и суммирования для данных до и после SRME.

После выполнения скоростного анализа были получены значения эффективных скоростей:

- $t_0=1\text{с}$, $V_{\text{ост}}=1,5\text{ км/с}$;
- $t_0=2\text{с}$, $V_{\text{ост}}=2,5\text{ км/с}$;
- $t_0=4\text{с}$, $V_{\text{ост}}=3,3\text{ км/с}$.

Далее были введены кинематические поправки, "спрямили" однократные волны и "недоспрямили" кратные волны, в связи с их различной кинематикой. А после было произведено суммирование по ОГТ, результаты суммирования до и после SRME представлены на рисунке 29.

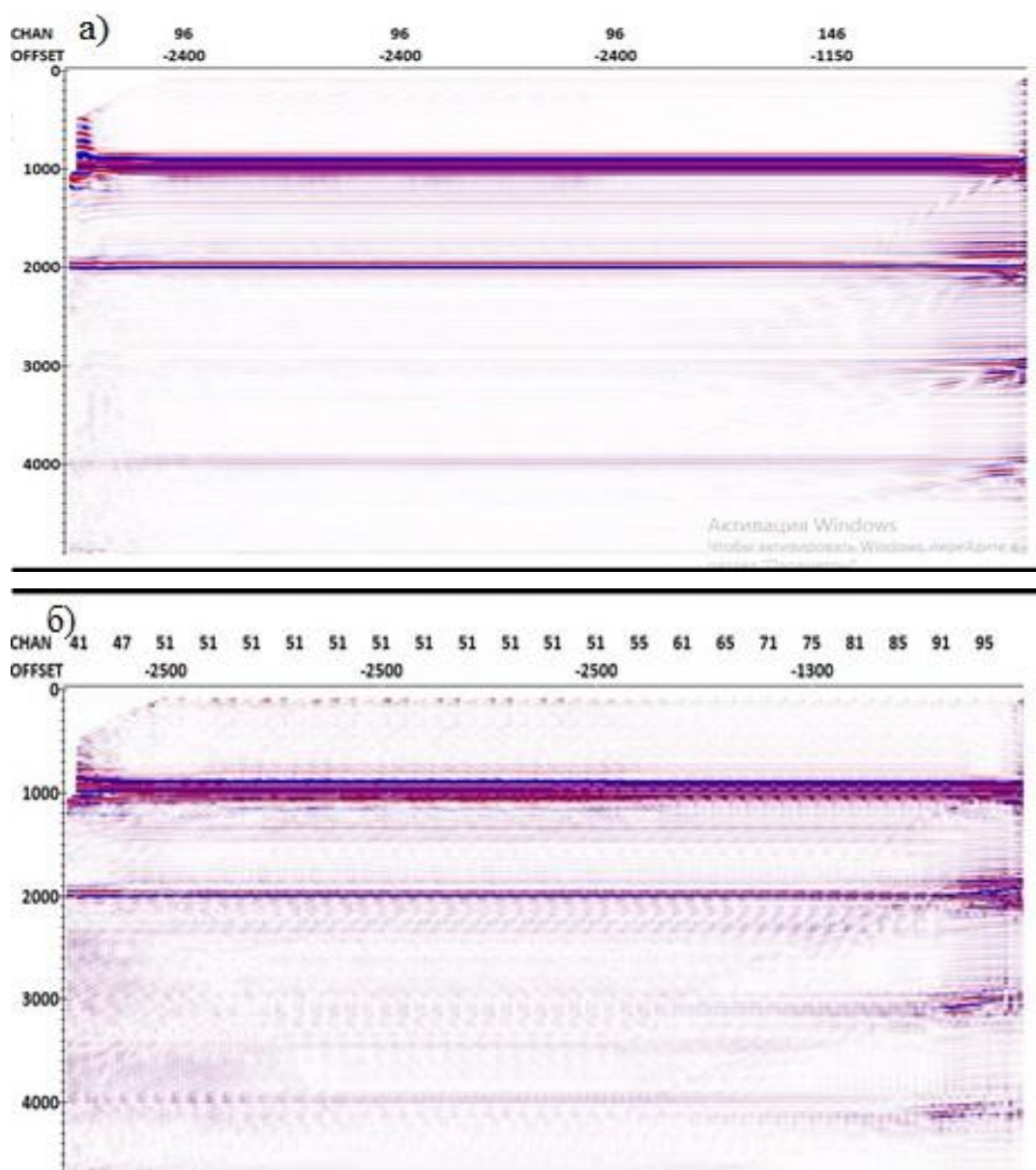


Рисунок 29. Временные разрезы после суммирования по ОГТ для данных до и после SRME.

а) До SRME, б) После SRME

Временные разрезы, отличаются не сильно, так как суммирование по ОГТ - это многоканальная фильтрация, которая тоже подавляет кратные волны.

Также был проведен скоростной анализ для данных до и после SRME. Результаты скоростного анализа представлены на рисунке 30 и рисунке 31.

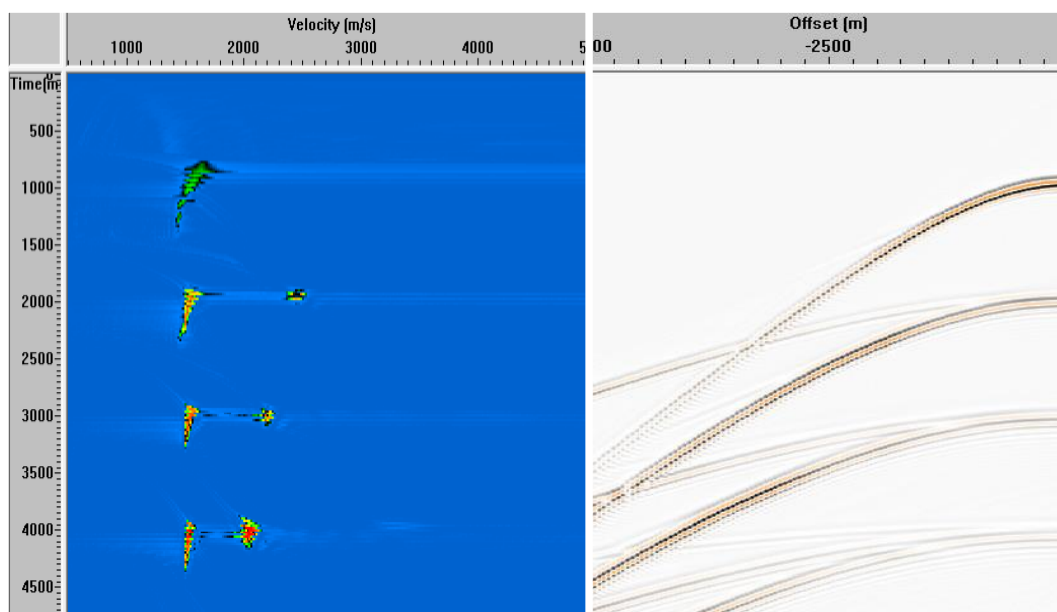


Рисунок 30. Скоростной анализ до SRME

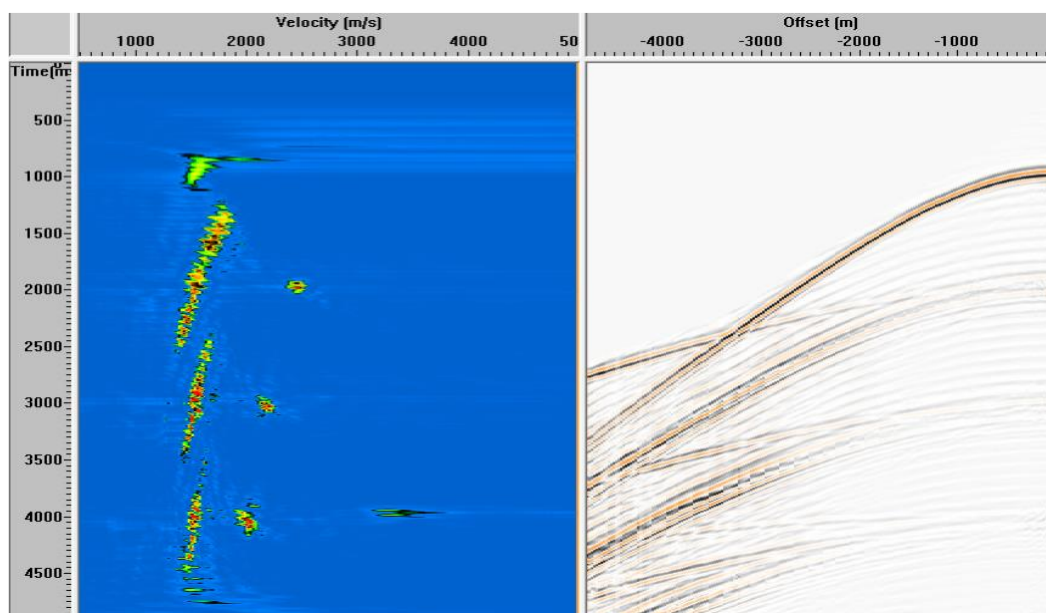


Рисунок 31. Скоростной анализ после SRME

Для данных после SRME мы более явно увидели максимум скорости $V_{\text{ОГТ}}=3,3$ км/с на времени 4с, что соответствует третьей отражающей границе. Таким образом, мы уточнили скоростной закон для полезных волн. С помощью уточненного скоростного закона, мы можем точнее ввести кинематические поправки, тем самым улучшив суммирование по ОГТ.

3.3 Модель №2

Также была создана еще одна модель в программном пакете TESSERAL-2D для тестирования эффективности метода SRME для акваторий с малой глубиной дна моря.

Параметры модели №2 приведены на рисунке 32.

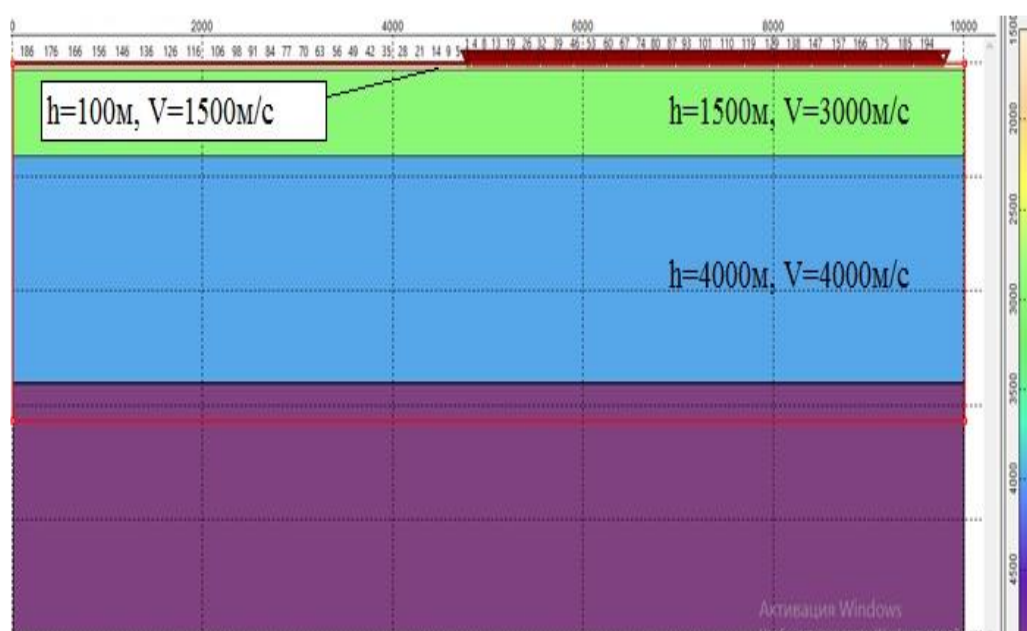


Рисунок 32. Модель №2, $\Delta PV=25$ м, $\Delta PP=25$ м.

Глубина моря - 100 м.

Параметры системы наблюдения:

- шаг между источниками – 25 м;
- шаг между приёмниками - 25 м;
- $L_{\text{max}} = 4775$ м;
- сигнал Риккера - 15 Гц.

В результате была получена 201 сейсмограмма.

На данных сейсмограммах наблюдаются короткопериодные волны (реверберация).

Далее данные сейсмограммы (рис. 33) были загружены в программу RadexPro, где производилось подавление кратных волн с помощью метода SRME.

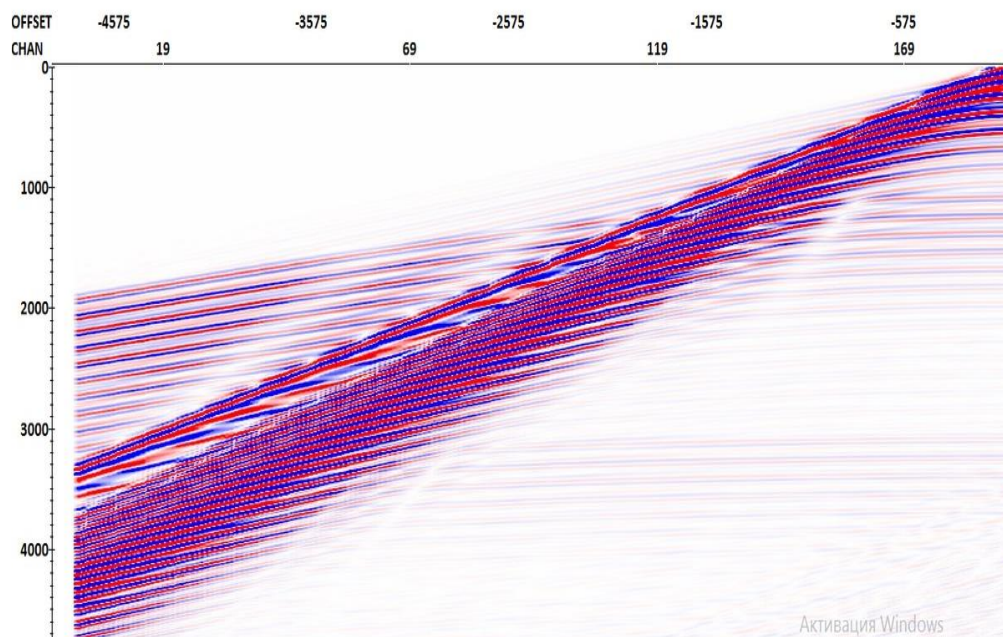


Рисунок 33. Модель 2. Синтетическая сейсмограмма ОПВ

Далее по аналогии с моделью №1 было произведено предсказание и вычитание кратных волн результаты, которых представлены на рисунке 34, рисунке 35.

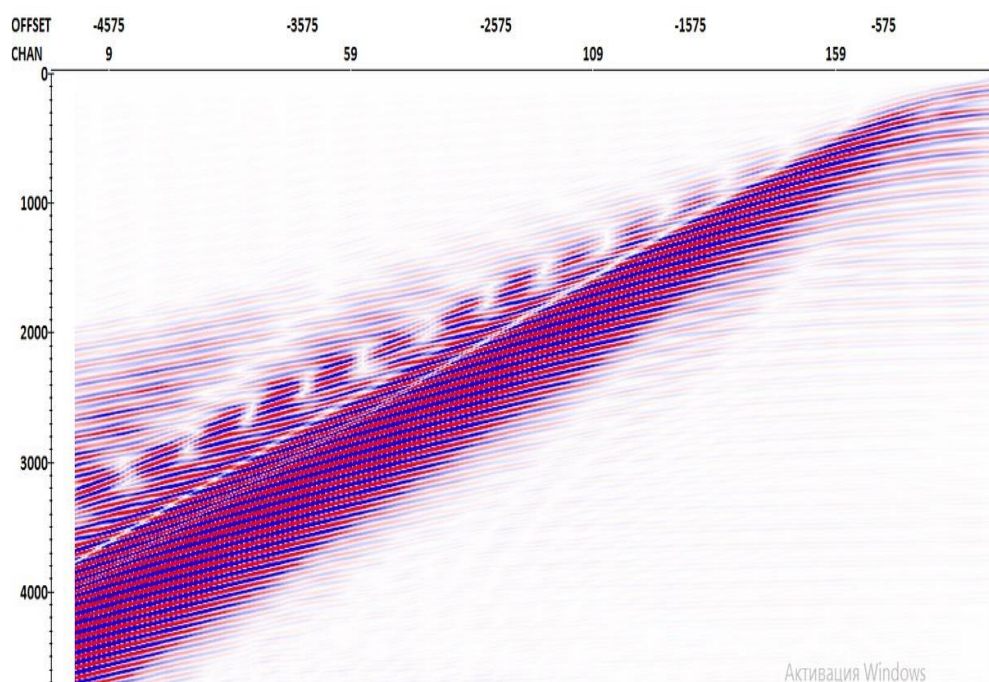


Рисунок 34. Модель 2. Сейсмограмма ОГТ после предсказания

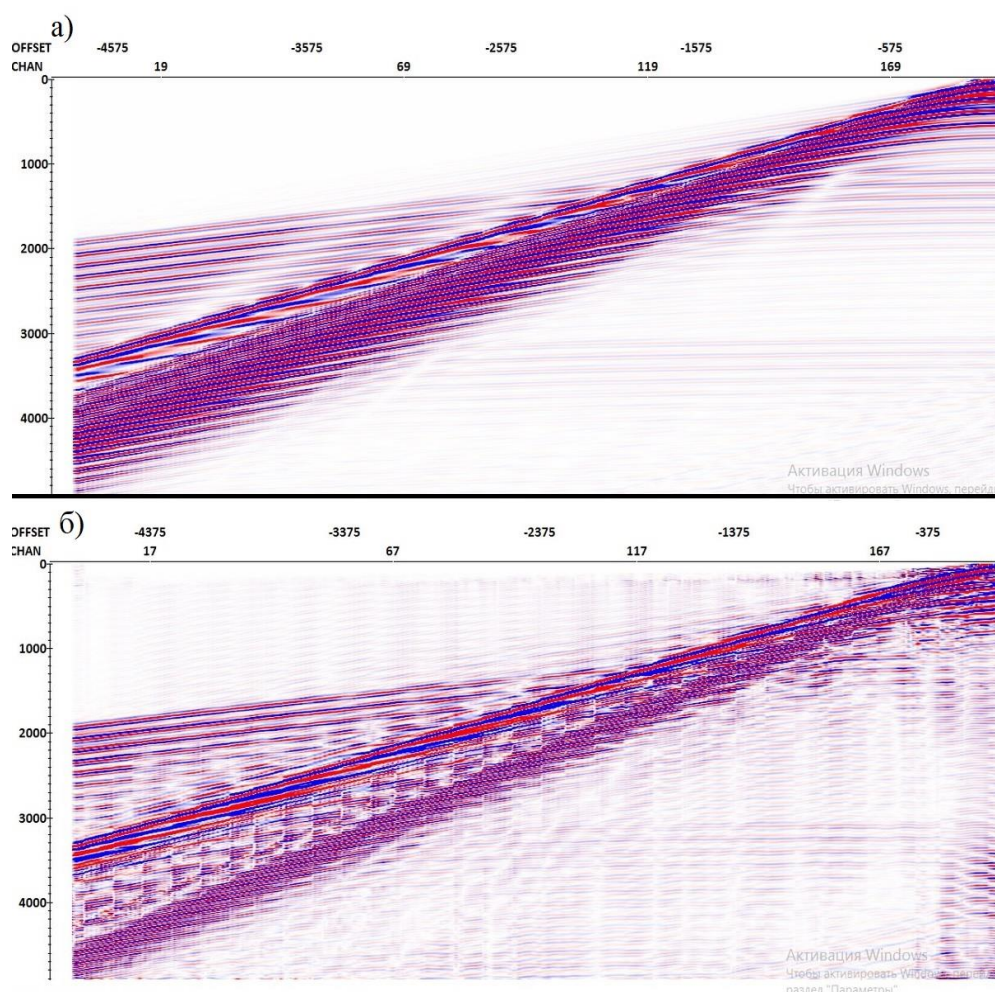


Рисунок 35. Модель 2. Сейсмограммы ОГТ до и после вычитания

Как мы видим, кратные волны подавились, однако не так хорошо, как в случае с большей глубиной моря, видны их многочисленные следы и полезные волны выделились не так контрастно. Однако, результат все же есть, соотношение сигнал/шум стало выше.

Также был получен временной разрез после ввода кинематических поправок и суммирования для данных до и после SRME (рис. 36).

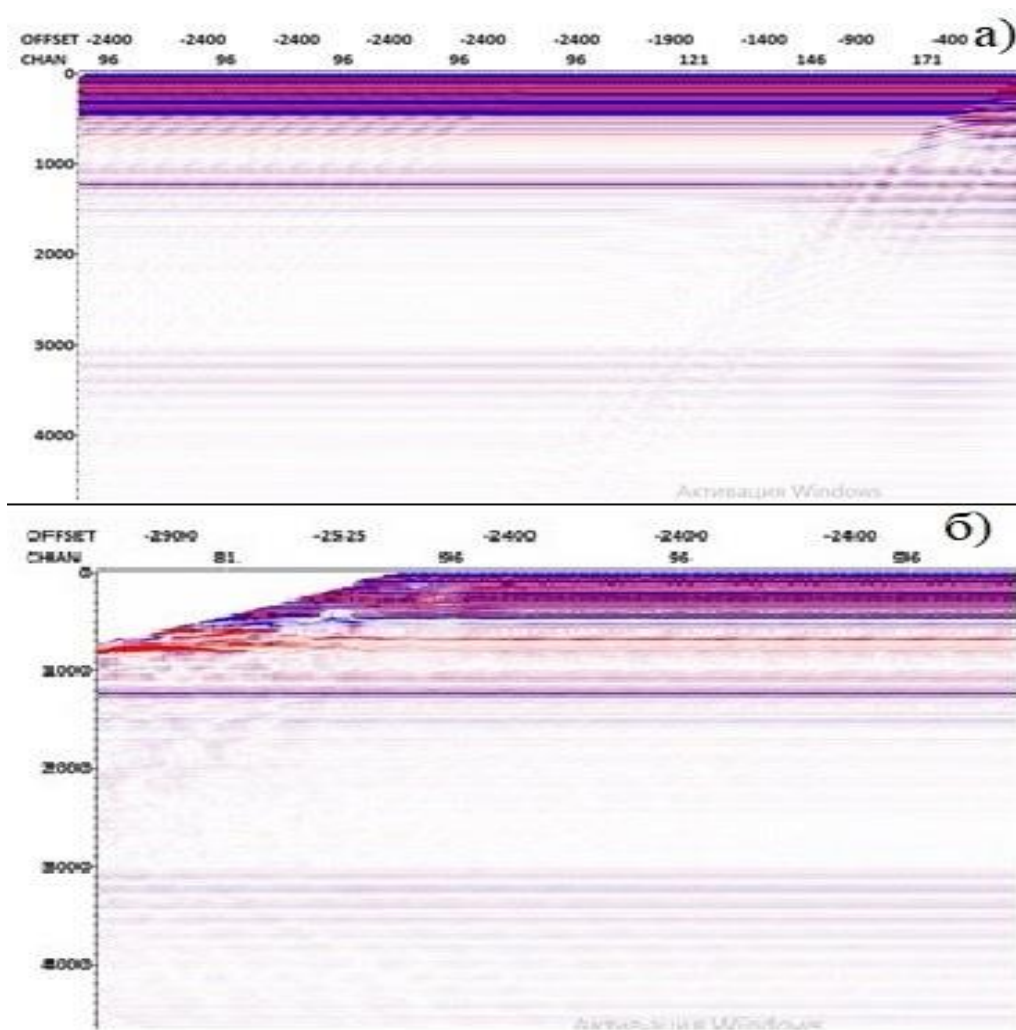
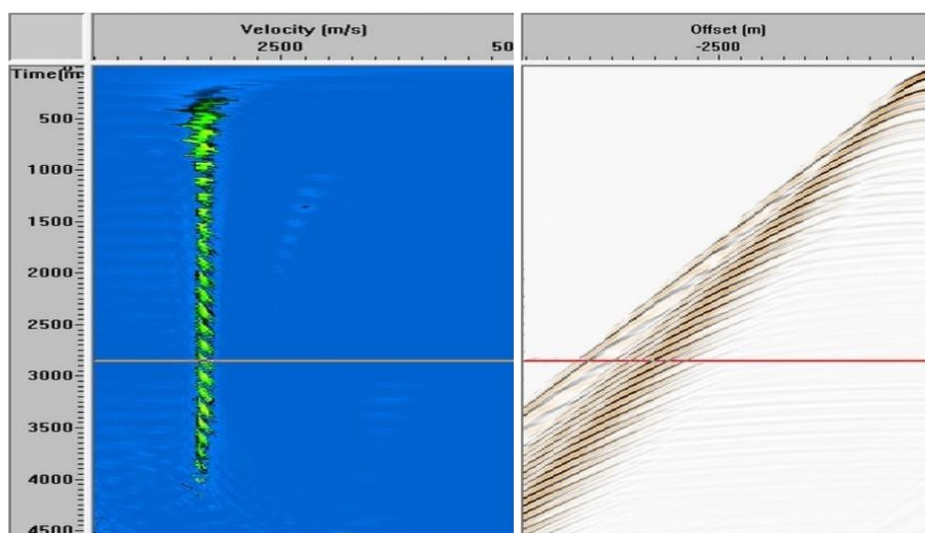


Рисунок 36. Временные разрезы после суммирования по ОГТ для данных до и после SRME.

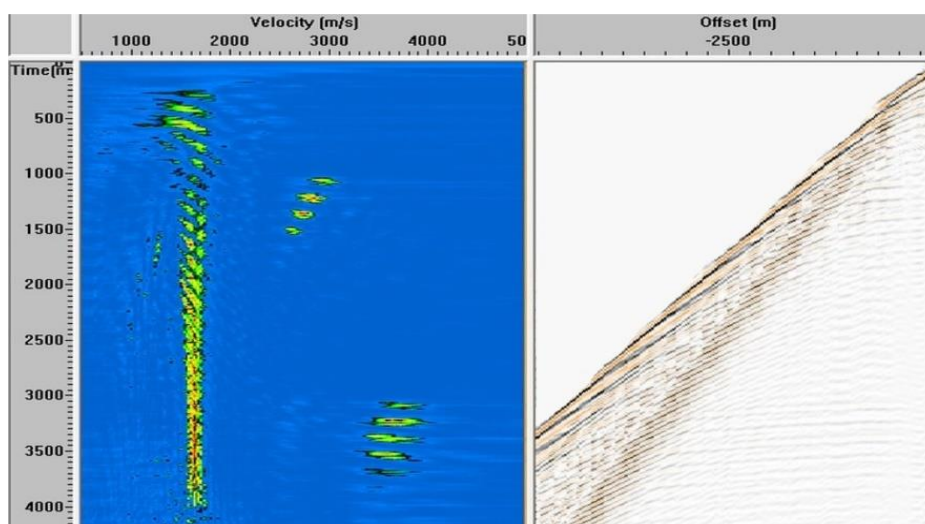
а) до SRME, б) после SRME

Особенность сейсмограммы в том, что есть волны с маленькой временной задержкой сигнал многофазный, разрез после SRME менее многофазный, что положительно сказывается на качестве данных.

Также был проведен скоростной анализ для данных до и после SRME. Результаты скоростного анализа представлены на рисунке 37 и рисунке 38.



Рисунке 37. Скоростной анализ до SRME



Рисунке 38. Скоростной анализ после SRME

Как и для случая, с большей глубиной моря, мы более явно отмечаем максимумы скоростей для полезных волн (на временах 1,1с и 3,1с), тем самым уточняем скоростной закон полезных волн.

4 ПРИМЕРЫ ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДА SRME НА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В данной главе будет представлено несколько примеров использования метода SRME на экспериментальных данных.

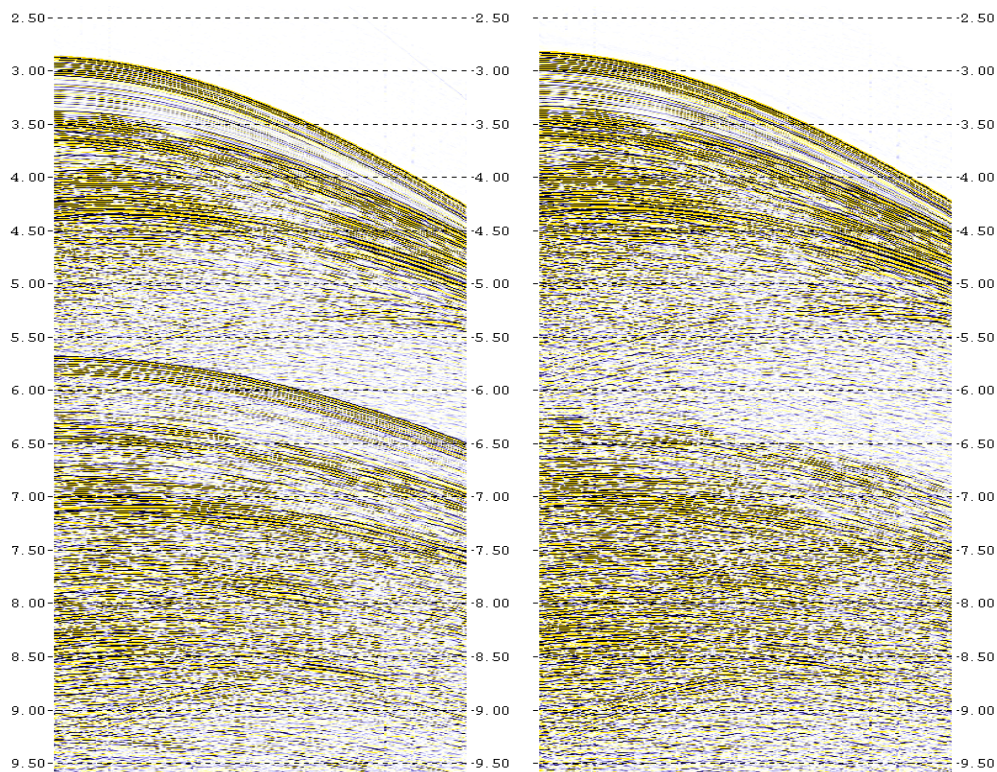


Рисунок 39. Сейсмограммы ОПВ до (слева) и после (справа) SRME

Профиль Арктика-2012: Северный Ледовитый океан (Материалы ОАО «Севморгео»)

На рисунке 39 слева кратные волны начали повторяться на 5 и 6 секундах и затрудняют интерпретацию; на рисунке справа мы видим, как после применения процедуры SRME кратные волны ослабились.

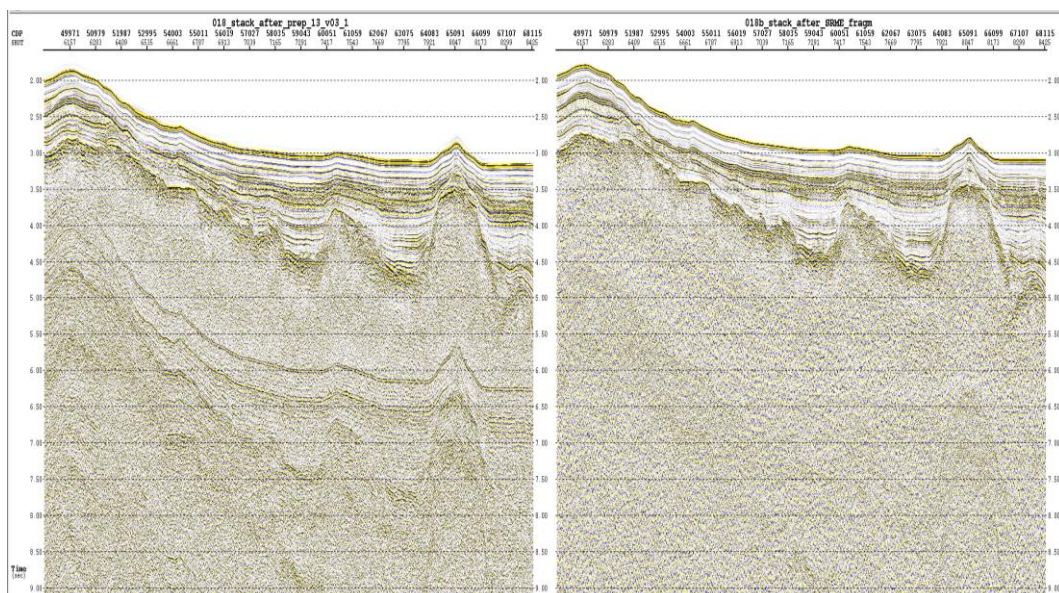


Рисунок 40. Фрагмент временного разреза до(а) и после(б) SRME

Профиль Арктика-2012: Северный Ледовитый океан (материалы ОАО «Севморгео»)

На рисунке 40 изображен временной разрез до и после SRME горизонты в нижней части, которые повторяют рельеф дна - это кратные волны. После SRME они практически полностью подавились и сделали разрез более разрешенным.

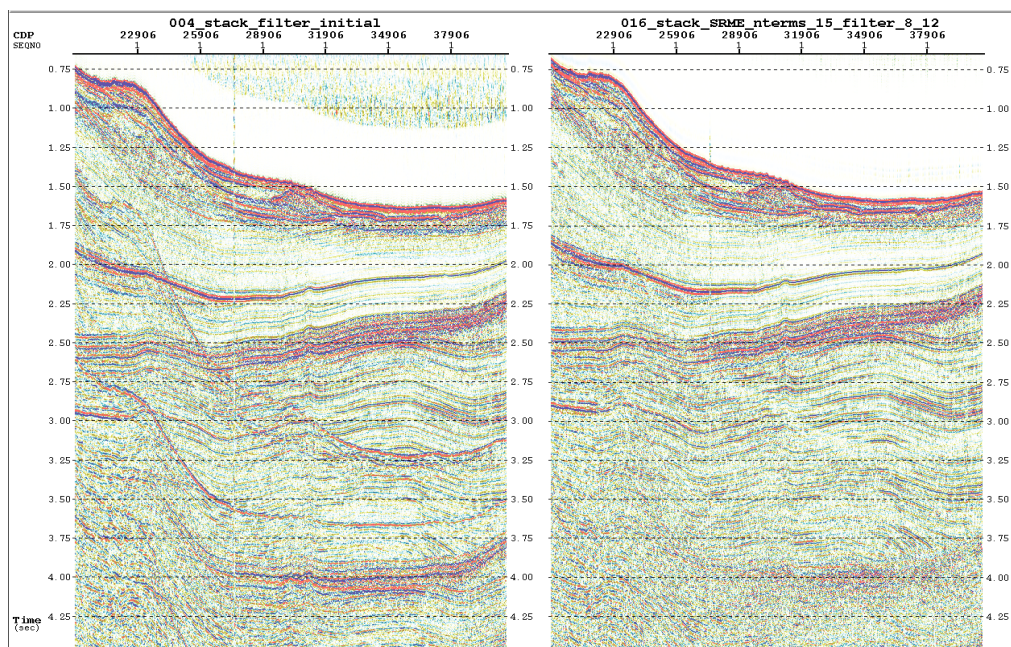


Рисунок 41. Фрагмент временного разреза до (слева) и после (справа) SRME

Профиль Арктика-2012: Северный Ледовитый океан (материалы ОАО «Севморгео»)

На рисунке 41 кратные волны, повторяющие рельеф дна, накладываются на полезные, тем самым искажая разрез и затрудняя интерпретацию. После SRME кратные волны подавились и отражающие границы видны отчетливо

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано в данном исследовании, кратные волны оказывают существенное влияние на качество сейсмических данных и на последующую возможность их обработки и интерпретации. В связи с этим перед обработчиком сейсмических данных стоит сложная задача - ослабление кратных волн. Для ослабления кратных волн существует ряд методик и способов. Каждая из методик эффективна при определенных геологических условиях и условиях сейсмических работ.

В ходе проведения данного исследования были выполнены следующие работы:

1. В программном пакете TESSERAL-2D выполнено математическое моделирование и рассчитаны синтетические сейсмограммы для двух моделей для дальнейшего тестирования эффективности работы метода SRME.
2. Выполнена обработка сейсмических данных методом SRME с целью подавления кратных волн в программе RadExPro.
3. Выполнена обработка синтетических сейсмических данных методом ОГТ для сравнения эффективности метода ОГТ и SRME в программе RadExPro.

Цель исследования была достигнута и сделан основной вывод: метод SRME достаточной точностью предсказывает кратные волны и эффективно их подавляет для акваторий с большой глубиной дна моря. Для акваторий с малой глубиной дна моря – метод SRME менее эффективен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барклай Ф., Бруун А., Расмуссен К.Б., Альфаро Х.К. Сейсмическая инверсия: читая между строк// Нефтегазовое обозрение. — 2008. — Весна. — С. 50–75.
2. Боганик Г. Н., Гурвич И. И. Сейсморазведка: учеб. для вузов. — Тверь: Изд-во АИС, 2006. 744 с.
3. Бондарев В. И. Сейсморазведка: учеб. для вузов. В 3 кн. — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 620 с.
4. Денисов М. С. О подавлении кратных волн при обработке результатов морской площадной сейсморазведки. Части 1–2. Технологии сейсморазведки, 2009, № 1, 18–35.
5. Курин Е.А., Денисов М.С. Применение высокопроизводительных вычислительных систем в задаче подавления многократно отраженных волн-помех // Технологии сейсморазведки. — 2011. — № 4. — С. 35-40.
6. Руководство пользователя RadExPro 2016.1 [Электронный ресурс]. - Режим доступа: [http://radexpro.com/wpcontent/uploads/2016/09/RU_RadExPro2016.1manual .pdf](http://radexpro.com/wpcontent/uploads/2016/09/RU_RadExPro2016.1manual.pdf).
7. McHugo S., Webb B., Grechishnikova T., Whitebread R. Revealing the reservoir through 3D multiple attenuation // ROGTEC. WesternGeco. — 2014. — No. 10. — P. 22-34.
8. Verschuur, D.J. Seismic Multiple Removal Techniques: Past, Present and Future; EAGE Publications: Houten, The Netherlands, 2006.
9. Tesseral 2D User's Manual. — Режим доступа: <http://tesseral-geo.com/documentation/en/workstation/UserManual2D.pdf>